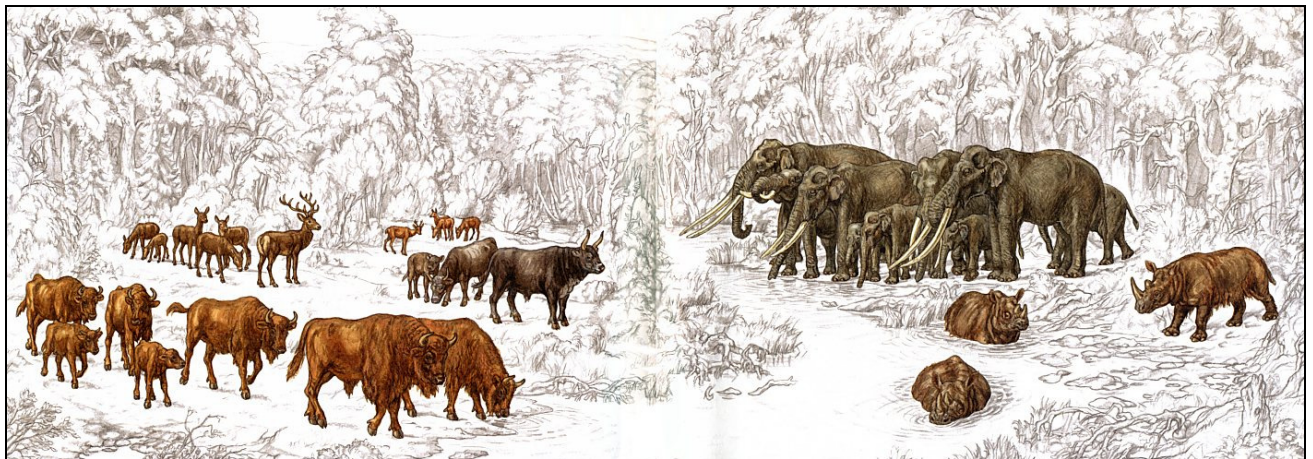


Daniela Hager
Spalenberg 55
4051 Basel
Tel. 061-262 03 87 oder 079-703 42 02
e-mail: hagerd@datacomm.ch

Die letzte Warmzeit in Europa

Entwicklung von Klima, Böden, Vegetation, Fauna und Menschen in ihrem Zusammenhang



Vordiplomarbeit

Prof. Dr. Jean-Marie Le Tensorer
Institut für prähistorische und naturwissenschaftliche Archäologie (IPNA)
4055 Basel

Status vom 17. Nov. 2004

Titelblatt:

Abb. 1 Zur Waldfauna der letzten Zwischeneiszeit gehörten der Waldelefant, das Waldnashorn, der Steppenbison (vorne links), das Ur (links der Mitte), der Rothirsch und das Reh (Engesser et al. 1996)

Die letzte Warmzeit in Europa

Entwicklung von Klima, Böden, Vegetation, Fauna und Menschen in ihrem Zusammenhang

Inhalt

Inhalt	1
1. Zusammenfassung	2
2. Chronologischer Rahmen und Forschungsgeschichte	5
3. Klimatischer Verlauf der letzten Warmzeit	8
3.1. Anfangsphase	8
3.2. Hauptphase	10
3.3. Endphase.....	12
3.4. Frühlwürm	12
3.5. Frage der klimatischen Instabilität während der letzten Warmzeit.....	13
3.6. Erklärungsmodelle der klimatischen Entwicklung	13
4. Paläobodenkomplexe	16
4.1. Geologische Voraussetzungen	16
4.2. Meikirch BE	16
4.3. Noir Bois, Alle, JU	17
5. Vegetation, Fauna und Menschen	20
5.1. Vegetation und Flora	20
5.2. Fauna	22
5.3. Menschen	24
5.3.1. Materielle Kulturen.....	24
5.3.2. Lebensunterhalt	32
5.3.3. Menschenformen.....	34
A1. Anhang: Klimaarchive und Klimarekonstruktionen	36
A1.1. Meeressedimente	36
A1.2. Kontinentale Eiskappen.....	36
A1.3. Meeresspiegelschwankungen	40
A1.4. Speläotheme (Höhlensinter).....	42
A1.5. Klimarekonstruktionen	43
Bibliografie.....	44

1. Zusammenfassung

Nicht alle prähistorischen Hinterlassenschaften in Europa stammen aus der Eiszeit. In der europäischen Urgeschichte tauchen nicht nur Mammute und Wollnashorne, Rentiere und Steppenpferde auf; auch Elefanten und Flusspferde, Wasserbüffel und Wildschweine sind zu finden. Sie breiteten sich in der letzten Warmzeit auf dem europäischen Kontinent aus. Es gab nicht nur kaltklimatische Zwergbirken und Wacholdersträucher, sondern auch Laubwälder dominiert von Erlen, Haselnuss und Hagebuchen. Und es gab Neandertaler, die sich sowohl unter eiszeitlichen Bedingungen wie auch nach einer Klimaerwärmung um mehr als 10°C vor rund 130'000 Jahren in Europa zurechtfinden.

Aus der Überzeugung, dass die Beschäftigung mit Geschichte ihren Bezug zur Gegenwart haben soll, möchte ich mich in dieser Vordiplomarbeit mit der *letzten* Warmzeit auseinandersetzen, ein besseres Verständnis davon erhalten und folgende **Fragen** beantworten:

1. Was ist eine Warmzeit bzw. eine Zwischeneiszeit und woran lässt sie sich erkennen; was für Zeugen haben wir?
2. Wie wird die Klimaerwärmung zu Beginn der letzten Zwischeneiszeit und die Abkühlung am Ende erklärt? Wie stabil erwies sich das warme Klima? Wie sah das Klima hydrologisch aus?
3. Was waren die Auswirkungen in Europa auf Flora und Vegetation, auf die Fauna und, falls zulässig, auf die Menschen? Gibt es Zusammenhänge zwischen dem relativ warmen Klima des Eems und der Kultur und dem Lebensunterhalt jungpleistozäner Hominiden?

Die Literaturarbeit wurde aus Anlass eines Blockseminars zur Quartärgeologie im Sommersemester 2002 begonnen und ist nun als Vordiplomarbeit fertig gestellt worden. Die Fragestellung hat sich im Verlauf auf Klima, Vegetation, Fauna und menschliche Hinterlassenschaften erweitert. Die vorliegende Arbeit reflektiert einen Lernprozess und enthält deshalb sowohl Grundlagen (eher im Anhang) wie auch Auszüge aktueller Forschungsergebnisse¹.

Die wichtigsten **Antworten** sind:

1. Klimatischer Verlauf: Der Übergang vom Glazial 6 zum Interglazial 5e verlief in drastischen und schnellen klimatischen Änderungen. Zunächst stiegen die Temperaturen allmählich an. Der Gehalt an atmosphärischen Treibhausgasen nahm parallel dazu zu, sprang dann aber auf einen Maximalwert, zeitgleich mit einem intensiven Gletscherrückzug in der nördlichen Hemisphäre und einem Anstieg der relativen Meeresspiegel. Erst 6 ka später, als die Laurentischen und fennoskandinavischen Eiskappen schon vollständig abgeschmolzen waren, breiteten sich im Südwesten Europas mediterrane und eurosibirische Bäume aus (um 126 ka). Für die Stationen im Velay und anderen folgte nach der abrupten Erwärmung zu Beginn des Eems ein klimatisches Optimum mit einer Dominanz von Eichen und Hasel innerhalb der ersten 3 ka des Eems. Auf der Höhe von Amsterdam dürfte die Jahrestemperatur 2-3°C höher als heute gewesen sein. Mit der Verbreitung der von Hagebuche dominierten Wälder gab es eine allmähliche Klimaverschlechterung, gefolgt von einer langsamen graduellen Temperaturabnahme bis zur Schwelle mit einem abrupten Rückgang, welche den Übergang zum Mélisey I Stadial markiert. In Südwesten Europas überdauerte die Pflanzendecke bis weit ins Stadial 5d hinein (bis 110 ka).

Um 126 ka (zu Beginn des Eems) kam im Nordatlantik die thermohaline Zirkulation in Gänge; der Golfstrom brachte warme Luftmassen und Niederschläge in den Norden. Die kontinentalen Gletschermassen bauten sich allmählich wieder auf, der Meeresspiegel ging zurück. Nach 110 ka unterbrachen signifikante Eisberge im Nordatlantik die thermohaline Zirkulation und führten zu einem abrupten Wechsel der Temperatur- und Niederschlagsregime. Dieser erste markante Kälteschub liess auch die alpinen Gletscher kräftig vorstossen; das Frühwürm hat begonnen.

2. Während in hohen (und mittleren) Breitengraden die *Temperaturschwankungen* einen limitierenden Faktor für die Entwicklung von Flora und Fauna darstellen, können es in den subtropischen Gebieten

¹ Anzumerken ist, dass es nicht möglich war, die umfangreiche Literatur der letzten Jahre – zu einem weit gefassten Thema – auszuwerten. Eine Recherche in der Zeitschrift *Nature* ergab beispielsweise für das Stichwort "Eem" mehr als 300 Treffer. Im Web of Science fanden sich unter dem Stichwort "*Last Interglacial*" 717 Artikel seit 1995...

auch andere Faktoren wie *hydrologische* Bedingungen sein. Das Eem, verstanden als Biozone, dauerte demnach je nach lokalen klimatischen Verhältnissen unterschiedlich lange. Im Südwesten Europas dauerte es 16 ka, im nördlichen Mitteleuropa 11 ka, im Vorderen Orient 5 ka.

3. Zur Frage der klimatischen Instabilität: nach zehnjähriger intensiver Forschung scheint sich ein Konsens auszubilden, dass das Eem während der Hauptphase in mittleren Breiten, insbesondere im Vergleich zu Kaltzeiten, ein stabiles Klima aufwies.
4. Als exogener Hauptauslöser für Klimaschwankungen gilt für die letzten 400-800 ka die geringfügige Änderung der Erdbahnelemente (Milankovic-Zyklen) und die Verteilung der Sonneneinstrahlung nach Breitengrad auf der nördlichen und südlichen Hemisphäre. Die Reaktion des Klimasystems auf die orbitalen Schwankungen ist nicht linear; insbesondere die Exzentrizität trägt zur Einstrahlung insgesamt zuwenig bei, als dass damit die deutlichen klimatischen Umschwünge von einem Hochglazial zu einem Interglazial alle 100 ka direkt erklärt werden könnten. Erst aufgrund verstärkender Rückkopplungs- (*feedbacks*) und Kippeffekte nach einem Überschreiten von Schwellenwerten bewirken diese Änderungen der Einstrahlung globale Klimaschwankungen.

Für die kommenden 50 ka sind (wie vor 400 ka während des marinen Isotopenstadiums 11) von den Erdbahnparametern im Prinzip keine Impulse auf allfällige Klimaschwankungen zu erwarten.

5. Paläoböden erscheinen aus zwei Gründen als Hiaten in einer Stratigrafie: 1. Während einer Bodenbildungsphase dominieren Verwitterungsprozesse über die sedimentären Vorgänge wie Akkumulation oder Erosion. 2. Paläoböden werden zu Beginn eines Stadials oder Glazials oft durch Erosion gekappt. Fundplätze einer Warmzeit sind also nur in bodenkonservierenden topografischen „Gunstlagen“ erhalten. Exemplarisch werden die Fundstellen von Meikirch II und Noir Bois beschrieben.
6. Vegetation und Flora: Während des Letzten Interglazials verschoben sich die Vegetationszonen in typischer Weise den ökologischen Rahmenbedingungen entsprechend über Breitengrade und Höhenzonen hinweg. Charakteristisch für das Eem sind: ausgedehnte Hagebuchenwälder in warm-kontinentalen Tieflagen, in luftfeuchten kühleren Lagen des Alpenumkreises stattdessen Weisstannen, eine kurze ausgeprägte Eibenexpansion. Klimaanzeiger wie Buchsbaum, Stechpalme, Wassernuss kamen in weit höher gelegenen Breiten vor als heute.
7. Die Fauna der Eem-Warmzeit änderte sich mit zunehmender Bewaldung von einer Kalt- zu einer Waldfauna. Das Vorkommen von Flusspferden und Wasserbüffeln setzt milde Winter voraus und kennzeichnet so Klimaabschnitte mit starkem atlantischem Einfluss. Sie müssen an Gewässern in den Flusslandschaften gelebt haben, die im Winter nicht zufroren und den Tieren Schutz vor der Kälte boten. Rezent kommen beide in tropischen und subtropischen Regionen vor. Der Lebensraum von Tieren wie Steinbock und Gämse, die sich heute in ihr alpines Reliktareal zurückgezogen haben, war während des Eems weit ausgedehnter. Mit dem Ausklingen der Eem-Warmzeit verschwinden der Waldelefant und das Merck'sche Nashorn, sowie mit ihnen der Wasserbüffel und wahrscheinlich auch das Flusspferd endgültig aus Europa, während die übrigen grossen Huf- und Raubtiere den längsten Teil des letzten Glazials überdauern.
8. Jungpleistozäne Hominiden: Deren dauerhafteste Hinterlassenschaft, die Steingeräte, lässt sich generell dem Moustérien und Micoquien zuordnen. Das Steingeräteinventar der Fundstellen, die in das MIS 5e datiert werden, fallen weder in Hinblick auf die Grundformproduktion noch auf die modifizierten Artefakte auf. Es gibt keine typischen Artefakte, mit welchen die Fundstellen des Eems datiert werden könnten. Möglicherweise sind Mikro-Levalloiskerne und Inventare mit gekerbten und gezähnten Stücken ein warmzeitliches Merkmal; sie können auch Ausdruck einer kulturellen Identität sein. In der Übergangsphase von Stadium 5e zu 5d kommen einige Grundformen vor, die als Klingen angesprochen werden können. Zur Lebensweise der unter warmzeitlichen Bedingungen lebenden Hominiden werden aus Analogien abgeleitete Hypothesen dargestellt. Von den 31 erwähnten Fundschichten lassen sich zehn relativ-chronologisch einordnen. Die menschlichen Überreste aus vier eemzeitlichen Fundstellen weisen Merkmale des klassischen Neandertalers auf. *Homo sapiens* breitete sich indessen während oder bald nach dem letzten Interglazial zusammen mit afro-arabischer Fauna bis in den Vorderen Orient aus.

9. Die Eem-Warmzeit ist in einer Reihe von ozeanischen, kryosphärischen und kontinentalen Paläoarchiven gespeichert.
- a. Zu den wichtigen ozeanischen Archiven gehören die Ablagerungen in der Tiefsee wie auch in Schelfmeeren; letztere können terrestrische Informationen aus Zuflüssen enthalten².
 - b. Eisbohrkerne in der Antarktis und auf Grönland. Aus der Antarktis können heute neben dem bekannten Eiskern von Vostok auch neuere Bohrungen mit feinerer Auflösung wie Dome Fuji genannt werden. Die grönländischen Archive scheinen während der Eem-Warmzeit gestört zu sein; Ausdehnung und Höhe des grönländischen Eisschildes war während der wärmsten Phase des Interglazials deutlich geringer als heute.
 - c. Vorzügliche kontinentale Klimaarchive stellen Pollen und Makroreste, Insekten (Coleopteren) und Mollusken dar. Sie geben hochauflösende Informationen über den zeitlichen Vegetations- und Klimaverlauf. Aufgrund der heutigen ökologischen Ansprüche lassen sich die klimatischen Verhältnisse in Bezug auf Temperatur und Niederschlag rekonstruieren. Unterschiedliche Methoden der Klimarekonstruktion führen zurzeit noch zu uneinheitlichen Resultaten.
 - d. Über hydrologische Bedingungen können zudem Speläotheme (Höhlensinter) Auskunft geben.

² wie z.B. im Bohrkern MD95-2042 südwestlich der portugiesischen Küste (Shackleton et al. 2003).

2. Chronologischer Rahmen und Forschungsgeschichte

Forschungshistorisch wurde das Quartär in nur zwei Epochen eingeteilt, in die "Eiszeit" oder das Pleistozän und in die jetzige Warmzeit, das Holozän. Schon früh wurde die Eiszeit in mehrere Vereisungsphasen (Glaziale) mit Zwischeneiszeiten (Interglaziale) dazwischen untergliedert. In der Zwischenzeit wird das Holozän als nur eine Warmzeit von vielen angesehen.

Ursprünglich wurde eine Warmzeit oder ein Interglazial von den Biostratigrafien definiert als eine Zeit mit einem genügend stabilen und günstigen Klima, so dass sich Laubwälder entwickeln konnten wie die heutigen in Nordwesteuropa.³ Die obere Grenze eines Interglazials wurde von den Palynologen auf dem Niveau gezogen, wo geschlossene Wälder – in diesem Stadium nicht unbedingt Laubwälder – ersetzt wurden durch offene Vegetation wie Savannen oder Steppen. Konsequenterweise gilt als untere Grenze der Übergang von offener zur geschlossenen Waldvegetation oder die Wiederbewaldung.⁴

Während die Kaltzeiten sowohl alpine wie auch nordische Namen tragen, haben die Warmzeiten nur nordeuropäische Bezeichnungen erhalten. Dort bilden die Warmzeiten nicht blosse Lücken zwischen den Kaltzeiten⁵, sondern sind durch zahlreiche Ablagerungen aus der Pflanzen- und Tierwelt als klimagünstige Abschnitte gut charakterisierbar. Die Meeresspiegelschwankungen lassen zudem Küstengebiete und untiefe Meeresteile deutlich als einer Kalt- oder einer Warmzeit zugehörig charakterisieren: sie sind entweder während Meeresregressionen trockene, dem kontinentalen Süßwassereinfluss ausgesetzte Gebiete (in Kaltzeiten) oder während Transgressionen von Meeressalzwater überflutete Zonen (in Warmzeiten).

Das Interglazial zwischen der Würm- und der Riss-Eiszeit wird nach dem Flüsschen "Eem" bei Amersfoort im Tal von Geldern/Niederlande als Eem-Interglazial benannt. Während einer Zeit ansteigenden Meeresspiegels wurden dort in den Meeres- und Lagunensedimenten gemässigte Fauna und Pollen von gemischten Laubwäldern deponiert.⁶ Das Eem wurde 1874 von P. Harting auf der Basis der marinen Sande und den darin enthaltenen Mollusken erkannt und 1950 von Van Der Vleek und Florschütz definiert.⁷ In Grossbritannien wird die entsprechende warmzeitliche Stratigrafie als Ipswichian bezeichnet, in Russland als Mikolinoian, in Sibirien als Kazantsevo und in den USA als Sangamon.⁸

Das Eem-Interglazial, so wie das Konzept von den Palynologen verstanden wurde, war in der marinen Sauerstoffisotopenstratigrafie wieder erkennen. Die auf den marinen Isotopenstadien (MIS) basierenden Glaziale und Interglaziale reflektieren Phasen ausgedehnter und minimaler kontinentaler Eisvolumina⁹. Das MIS 5, auch genannt *Last Interglacial complex*¹⁰, wird seit dem informellen Vorschlag von Shackleton 1969 unterteilt in fünf Substadien 5a bis 5e, wobei nur 5e für das Eem-Interglazial *s.s.* (*sensu stricto*, im engeren Sinn) steht¹¹. Mit dem in der englischen Literatur häufig verwendeten Begriff des letzten Interglazialkomplexes wird die oszillierende Natur der Transitionen zwischen glazialen und interglazialen Bedingungen in diesem Zeitabschnitt betont.¹² In der europäischen Literatur wird vom Eem-Interglazial *sensu largo* (im weiteren Sinn) gesprochen, welches sich unterteilt in das Eem *s.s.* und das Frühglazial/Frühwürm.

Mit der Eem-Warmzeit beginnt der letzte abgeschlossene Glazialzyklus, der 115 ka dauerte und die MIS 5 bis 2 umfasst. Es beginnt damit auch das Jungpleistozän. Ein *Global Standard Stratotype and Point (GSSP)* für diese Grenze wurde zwar schon vorgeschlagen, aber bis jetzt noch nicht formell definiert.¹³ Die Grenze des

³ Jessen and Milthers 1928 und Fairbridge 1972, zitiert in Kukla / Čílek 1996, 183.

⁴ Kukla / Čílek 1996, 183.

⁵ Im Alpengebiet und seinem Vorland hat man bis anfangs der 70er Jahre nichts Genaueres und Zusammenhängenderes über die Warmzeiten gefunden. Die unausgeglichene Topographie hat alle Hänge der Erosion ausgesetzt, wobei die Mulden und Täler mit Geschiebe gefüllt wurden. In Zeiten der Vergletscherung hobelten die Gletscher die Talrinnen aus oder türmten Moränenmaterial auf. Moore und weiche Seeablagerungen wurden ausgeräumt. Nur tiefste Becken-Ab lagerungen blieben teilweise verschont oder solche, die dem Eis vor oder hinter einem Felssporn entzogen waren (Welten 1982).

⁶ Kukla 2000, 987.

⁷ Leroi-Gourhan 1988.

⁸ Klostermann 1999, 186.

⁹ Während den letzten drei oder vier Glazialzyklen, also seit 0,5 mio. Jahren sind es insbesondere die Laurentischen Eiskappen Nordamerikas, welche die $\delta^{18}\text{O}$ -Variationen bestimmen. Das fennoskandinavische Inlandeis war wesentlich kleiner (vgl. Bloom 1971, zitiert in Kukla / Čílek 1996, 175).

¹⁰ z.B. Sánchez Goñi et al. 1999.

¹¹ Shackleton et al. 2003, 152.

¹² Conard 1990, 259.

¹³ Gibbard 2003, 201f.

Mittel- zum Jungpleistozän wurde 1932 als jüngstes Drittel des Pleistozäns bezeichnet und aufgrund der Wirbeltiere definiert:

- Jungpleistozän bis um 180 ka: Letzte Eiszeit und letzte Zwischeneiszeit. *Elephas primigenius*, später *Elephas antiquus*, *Dama dama*, *Dicerorhinus merckii*, *Tichorhinus antiquitatis*, *Homo neanderthalensis*, *Homo sapiens*.
- Mittleres Pleistozän von 180 ka bis 425 ka; vorletzte Eiszeit und vorletzte Zwischeneiszeit. *Elephas trogontherii*, *E. antiquus*, *D. clactonianus*, *D. merckii*, *Homo c.f. sapiens*.

Um 1962, wurde die Grenze für den Beginn der letzten Zwischeneiszeit auf 120 ka revidiert. Sie wurde als äquivalent zur Basis des marinen Isotopenstadiums 5 betrachtet. Der Vorschlag entwickelte sich, weil aufgrund des Verständnisses, dass MIS 5 (Substadium e) dem ozeanischen Äquivalent des terrestrischen nordwesteuropäischen Eem-Interglazial entspricht.

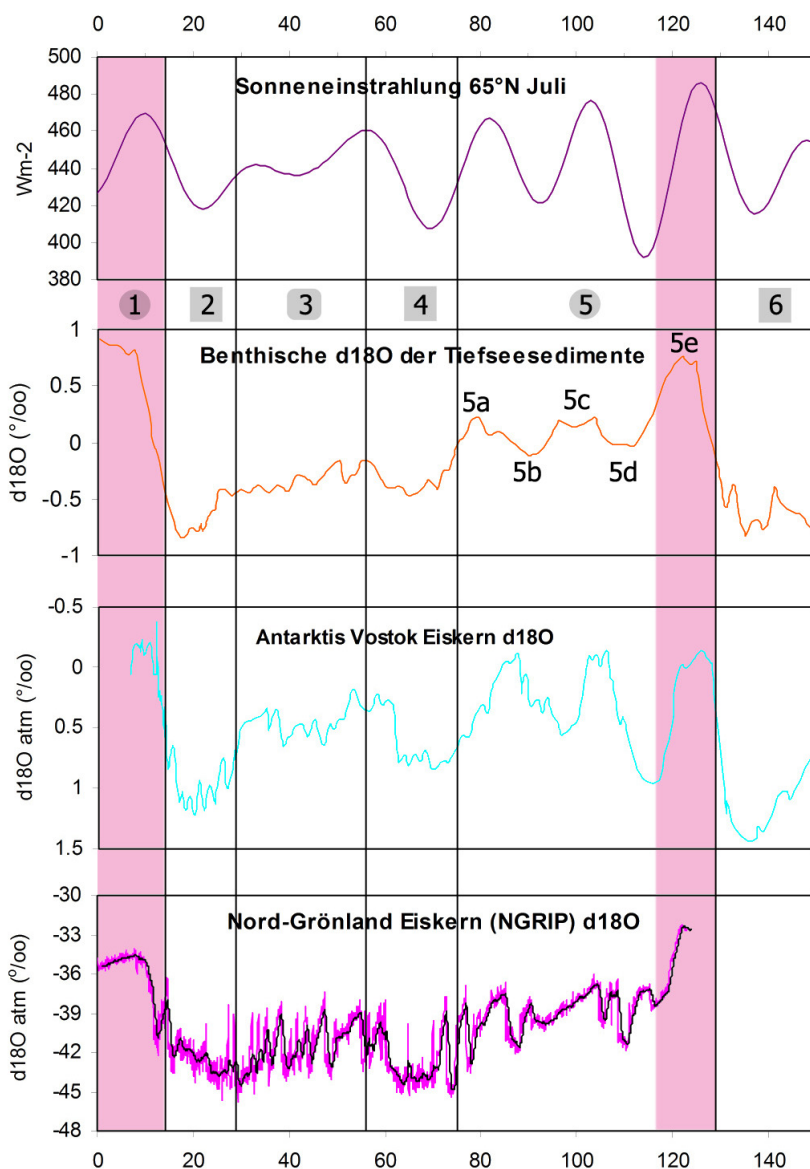


Abb. 2 Sonneinstrahlung bei 65°N Juli (Berger 1992) und Sauerstoffisotopen der Tiefseesedimente (Specmap-Zeitskala, Martinson 1987), des Eiskerns von Vostok (EGT20 Zeitskala, Bender 2002) und des Eiskerns aus Nord-Grönland (NGRIP members 2004)

In den 1980er Jahren wurden in den Sauerstoffisotopenstratigrafien des Pleistozäns die raschen Klimaschwankungen der "Terminationen" als globale zeitgleiche Ereignisse erkannt. Sie bezeichnen Phasen relativ raschen Rückgangs der Inlandeiskappen und einem Anstieg der Meeresspiegel. Termination II markiert den grösseren Wechsel unmittelbar vor dem MIS 5. Dieses letzte Intergrazial begann vor 130 ka, gipfelte um 125 ka und endete vor 116 ka.¹⁴

Wie erwähnt korrespondiert die Eem-Transgression nach herkömmlicher Vorstellung mit dem marinen Isotopenstadium (MISS) 5e. Das Ende von 5e, bzw. die 5e-5d-Grenze wird aufgrund der diatomeenreichen Sedimente von Bispingen mit dem Wechsel von Wald zur Steppe gleichgesetzt. Diese Beobachtungen bilden die Basis des herkömmlichen chronostratigrafischen Modells des letzten Intergrazials, nach welchem das Eem'sche warme Klima, mit einer Dauer von etwa 10 bis 11 Jahrtausenden, mit ozeanischen Substadium 5e verknüpft ist. Der Wechsel zu kalten und trockenen glazialen Umweltbedingungen auf der nördlichen Hemisphäre erfolgte danach parallel zum allmählichen Eisaufbau.¹⁵

Dazu gibt es nun differenziertere Erkenntnisse aufgrund eines Bohrkerns vor der Südwestküste Portugals, welcher marine wie terrestrische Klimadaten enthält (vgl. Abb. 5). Es wurde gezeigt, dass das Eem nicht präzise mit dem MISS 5e gleichzusetzen ist.¹⁶ Die Basis des Eem-Intergrazials ist etwa 6'000 Jahre jünger als die Basis von MIS 5. Nach dem Ende von MISS 5e

¹⁴ Martinson et al. 1987, zitiert in Kukla 2000, 987.

¹⁵ Kukla 2000, 987.

¹⁶ Sánchez-Gómez et al. 1999; Shackleton et al. 2003, 152 ; vgl. weitere Ausführungen in Kap. 3.1.

überlebte die Vegetationsdecke (zumindest in den niedrigen Breitengraden Portugals) bis weit ins MIS 5d, während sich gleichzeitig schon eine beträchtliche kontinentale Eisdecke akkumuliert hatte.¹⁷

Hilfreich für die Chronologie der letzten Warmzeit ist eine Unterscheidung zwischen absoluten Chronozonen und Biozonen, wobei letztere von lokalen Zeitpunkten der Wieder- und Entwaldung abhängen. Das Eem-Interglazial als Biozone dauerte länger in niederen als in höheren Breiten Europas (16 ka in Südportugal und 11 ka in Norddeutschland). Im Vorderen Orient dauerte das Eem, wenn definiert als Phase reich an Niederschlägen, nur 5 ka (vgl. Anhang A1.4. Speläotheme (Höhlensinter)). Die marinen Sauerstoffisotopenstadien, welche das globale Gletschervolumen, bzw. den relativen Meeresspiegel abbilden, begründen die Chronozonen. Für deren absolute Datierung werden in der aktuelleren Literatur radiometrische Th-U Datierungen mittels präziser Thermionenmassenspektrometrie (TIMS) genannt, in welche geschichtete Profile eingehängt werden können. Für den Beginn des MIS 5 werden zur Zeit zwei Th-U-Datierungen diskutiert: 132 ± 2 ka¹⁸ und 135 ± 2 ka¹⁹.

Die folgenden Angaben zu Datierung und Dauer reflektieren den gegenwärtigen Diskussionsstand. Beginn und Ende basieren auf den mittleren Transitionsunkten (*mid-transition points*), das Maximum auf dem maximalen Oszillationswert. Die Daten für die Sonneneinstrahlung werden ebenfalls unüblicherweise so angegeben (in der SPECMAP-Zeitskala wird mit dem maximalen Sonneneinstrahlungswert Juni 65°N von 127 ka der Transitionsunkt der $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve datiert.)

	Klimaarchiv	Beginn ka BP	Maximum ka BP	Ende ka BP	Dauer ka	Datierungsmethode	Quelle
Eem Bio- zone (massgebend sind terrestrische Indikatoren für lokale Bewaldung)	Tajo Schelfmeer- sediment MD95-2042, Südwestküste Portugal 37°N	126 (6ka nach MIS 6-5e)	125	110 (5ka nach MIS 5e-5d)	16	Korrelation der Isotopenkurve/ Pollenprofile mit Th-U Daten und Interpolation	Shackleton et al. 2003 <i>mit Fig. 2</i> , Sánchez Goñi et al. 1999
	Pollenprofil Bispingen, Norddeutschland				ca. 11	Warvenzählungen	Müller 1974
	Höhlensinterbildung in Soreq-Höhle, Israel	124	$122 \pm 2,0$	119	5	Th-U (TIMS)	Bar-Matthews et al. 2000
MIS 5e Chronozone (massgebend sind Indika- toren des globale Eisvolumens, bzw. des relativen Meeres- spiegels)	Meeresspiegel (älteste Korallen aus der "Aladdin Höhle")	132 ± 2				Th-U	Esat et al. 1999, zitiert in Shackleton et al. 2003, 154
	Meeresspiegel (Bahamas Korallenriff)	$135 \pm 2,5$	132			Neue Th-U isochron Technik	Henderson / Slowey 2000
	Korallenriffe vor Westaustralien	128 ± 1^{20}	128-121	116 ± 1^{20}	12	70 TIMS Th-U- Serien	Stirling et al. 1998
	Eiskern Dome Fuji, Antarktis, $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$	134	132-130	120	14	Inverse Datierungs- methode ¹⁸⁸	Watanabe et al. 2003, 512.
	Eiskern Vostok, Antarktis, $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ ²¹	128		111	17	GT4 (glaciological timescale 4) ¹⁸⁸	Petit et al. 1999, 434 und <i>Fig. 5</i> .
	Ozeankernprofile	129	126	119	10		Broecker / Henderson 1998, zitiert in Gibbard 2000
	Tiefseesedimente $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$	130	$125,2 \pm 2,9$	116	14	SPECMAP (Eckdaten + astronomische Kalibration)	Martinson et al. 1987, zitiert in Kukla 2000, 987
Temperatur	Eiskern Vostok, Antarktis, δD	135	128	118	17	GT4 (glaciological timescale 4) ¹⁸⁸	Petit et al. 1999, 434 und <i>Fig. 5</i> .
Sonnen- einstrah- lung	65°N Juli	131	126	120	11	Berechnung der Insolation gemäss Erdumlaufparameter	Berger 1992
	65°S Jan	142	136	130	12		

Tabelle 1 Übersicht über ausgewählte Datierungen der Eem-Warmzeit als Biozone und des marinen Isotopensubstadiums 5e als Chronozone

¹⁷ Shackleton et al. 2003, 155.

¹⁸ älteste Korallen aus der "Aladdin Höhle" (Esat et al. 1999, zitiert in Shackleton et al. 2003, 154).

¹⁹ Henderson / Slowey 2000, zitiert in Shackleton et al. 2003, 154.

²⁰ Beginn des Korallenwachstums bei Meeresspiegelhochstand und Beginn der marinen Regression, nicht Transitionsunkte.

²¹ Der Sauerstoffisotopengehalt der Atmosphäre $\delta^{18}\text{O}_{\text{atm}}$ folgt mit einer Verzögerung von 2 ka dem Gehalt im Meereswasser $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$, was der Verweildauer (*residence time*) von O_2 in der Atmosphäre entspricht (Sowers et al. 1993, zitiert u.a. in Henderson / Slowey 2000, 65).

3. Klimatischer Verlauf der letzten Warmzeit

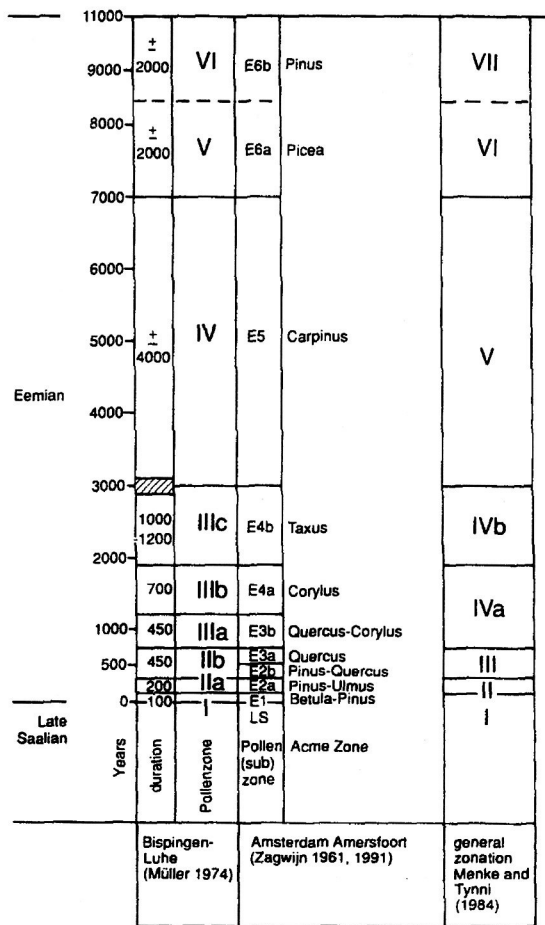


Abb. 3 Pollenzonierungen während des Eems aus den Niederlanden im Vergleich zu anderen Regionen (Zagwijn 1996, Fig. 2)

Die Klimageschichte der letzten Warmzeit ist in Pollen-diagrammen archiviert, welche sich, stärker noch als im Holozän, über Europa der mittleren Breiten ähnlich sind. In den Pollendiagrammen zeigen sich eine Abfolge von typischen Spitzenwerten der folgenden Baumarten: *Betula*, *Pinus*, *Ulmus*, *Quercus*, *Corylus*, *Taxus*, *Carpinus*, *Picea* und *Pinus*. Abweichungen gibt es für das westliche Norwegen, Nordschweden, Finnland, den Alpenumkreis und Mittelmeerraum.²²

In der Folge wird der klimatische Verlauf während der letzten Warmzeit aufgrund verschiedener Klimaarchive (Meeresspiegel, Inlandeiskappen, Pollenspektren, Schelfmeersediment) dargestellt.

3.1. Anfangsphase

Der Übergang vom Glazial 6 zum Interglazial 5e oder die Termination II verlief in drastischen und schnellen klimatischen Änderungen.²³ Der Meeresspiegel stieg nach oder gleichzeitig mit dem Anstieg der sommerlichen Einstrahlung auf der nördlichen Hemisphäre vor 137 ka schnell an (siehe Abb. 25)²⁴. Der heutige Meeresspiegel wurde schon vor 130 ka zum ersten Mal erreicht.²⁵ Er lag zu Beginn der Eem-Warmzeit auf mindestens 3 bis mindestens 5 Meter²⁶ über dem heutigen Niveau. Im Fall von Nordwesteuropa strömte Meereswasser in die nach dem Rückzug des risszeitlichen fennskandinavischen Inlandeises isostatisch deformierten Niederungen Nordeuropas.²⁷

Am Eiskern von Vostok lassen sich die Entwicklung einiger Staub-, Gas- und Isotopenwerte während der Terminationen der letzten vier Glazialzyklen verfolgen.

Alle Eiszeiten, so auch die Riss-Eiszeit, endet in der Antarktis mit einer markanten Abnahme des Staubgehaltes²⁸. Das Klima in Südamerika, der Staubquelle für die Antarktis muss zunehmend wärmer und feuchter geworden sein. Die Erosion durch Gletscher und Wasserläufe nahm ab, so dass weniger Staub aus den Löss-Deponien in Patagonien mobilisiert werden konnte. Die Pflanzendecke dehnte sich aus; Tundren und Kältesteppen, Wüsten und trockenliegenden Kontinentalschelfe bildeten sich zurück. Auch eine Abschwächung der atmosphärischen Strömungen mag ihren Teil dazu beigetragen haben, dass weniger Staub aufgewirbelt wurde.

²² Zagwijn 1996, 456. Für differenziertere Erläuterungen vgl. Kap. 5.1. Vegetation und Flora.

²³ Klostermann 1999, 221.

²⁴ Allerdings sind diese Ablagerungen nach Labeyrie et al. 2003 mit zu geringer Auflösung datiert, um eindeutig interpretiert zu werden. Die meisten publizierten Resultate würden die These unterstützen, dass am. Die Autoren schliessen eine grafische Darstellung über Meeresspiegelnhöhen und Sonneneinstrahlung ein; die Insulationskurven sind jedoch horizontal spiegelverkehrt abgebildet. Die korrigierte Abb. 25 stützt also ihre Argumentation nicht.

²⁵ Sterling et al. 1998, Lambek et al. 2002, 201.

²⁶ Cuffey / Marshall 1998, 591.

²⁷ Kukla / Čílek 1996, 189.

²⁸ Petit et al. 1999, 434f.

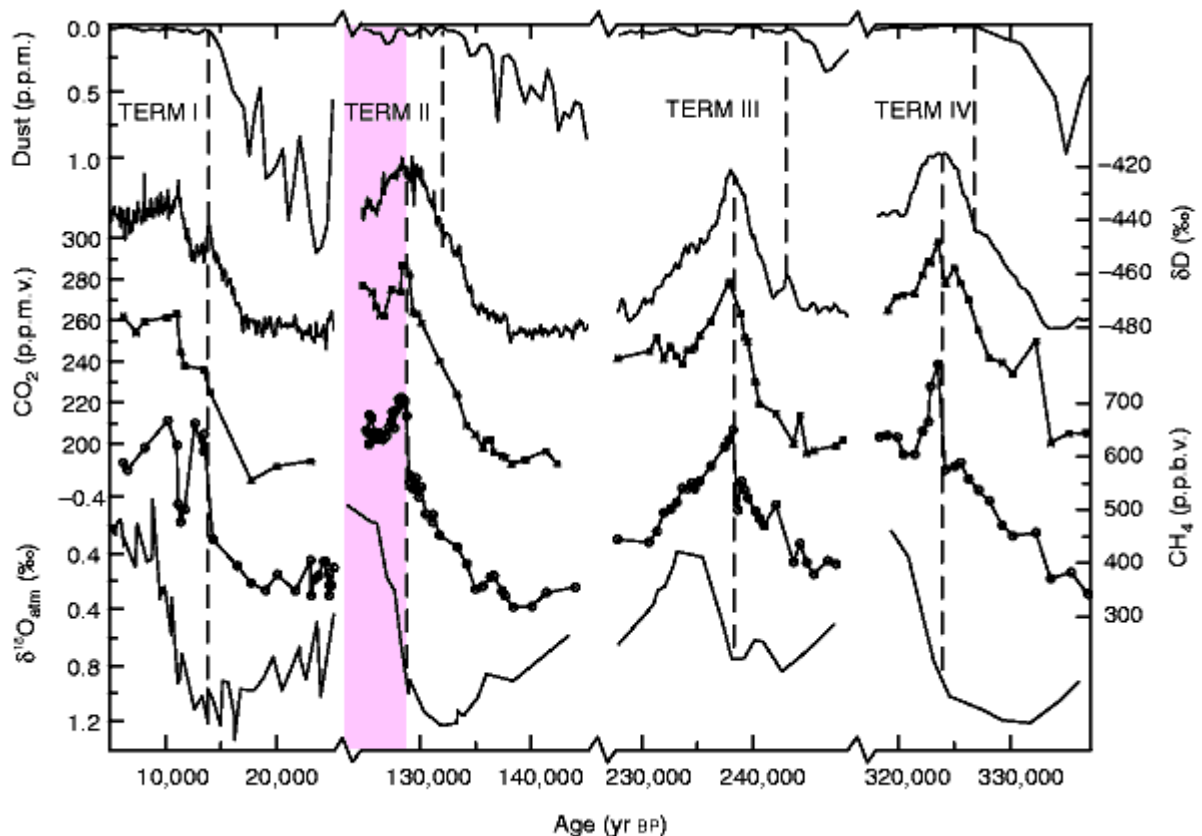


Abb. 4 Vostok Zeitreihen während glazialer Terminationen I bis IV und nachfolgenden Interglazialen (Holozän, Stadium 5.5, Stadium 7.5 und Stadium 9.3). Variationen bezogen auf die GT4 Zeitskala von Staub, δD des Eises (Temperatur Proxy), CO_2 , CH_4 und $\delta^{18}O$ (als Proxy für das globale Eisvolumen) (Petit et al. 1999, Fig. 5)

Der Gehalt an atmosphärischem Kohlenstoffdioxid CO_2 und Methan CH_4 nimmt während der Terminationen phasengleich zu und korreliert deutlich mit dem Temperaturanstieg (gemessen an δD). Ob dieser Treibhausgasanstieg der Temperaturentwicklung nachfolgt oder vorläuft, lässt sich heute noch nicht sagen.²⁹ Ein bemerkenswerter Aspekt ist der zunächst allmähliche Anstieg des Methangehaltes, gefolgt von einem Sprung während der zweiten Hälfte der spätglazialen Temperaturanstiege. Während Termination I fällt dieser Sprung mit der Bölling/Allerød Erwärmung und einem verstärkten Gletscherrückzug auf der nördlichen Hemisphäre zusammen.³⁰ Dieser Zusammenhang scheint auch für die früheren Terminationen zu gelten, was durch die atmosphärische Sauerstoffisotopenkurve ($\delta^{18}O_{atm}$) im Vostok-Eiskern unterstützt wird; am Ende jeder Eiszeit beginnt im Eiskern von Vostok jeweils $\delta^{18}O_{atm}$ zu fallen als Signal für den intensiven Gletscherrückzug, und zwar innerhalb von 1000 Jahren nach dem sprunghaften Methananstieg.²⁸

Die antarktische Erwärmung geht dem globalen Gletscherrückgang voraus; der Vorlauf scheint während der Termination II (wie auch IV) 9 ka betragen zu haben, länger als während den Spätglazialen I und III (~4-6 ka) (vgl. Abb. 4).²⁸

Die klimatischen Verhältnisse auf dem europäischen Kontinent und im Nordatlantik können aufgrund des Schelfmeersediments vor der Südwestküste Portugals beschrieben werden. Am Ende von MIS 6 fallen kalte und trockene Verhältnisse auf dem Land mit niederen Meeresoberflächentemperaturen zusammen. Die Transition zu 5e ist charakterisiert durch eine allgemeine Erwärmung und einen Anstieg der Niederschläge auf dem Kontinent und einem Rückgang der kalten Wassermassen im Meer. Die Tendenz zu wärmeren Bedingungen wird kurz unterbrochen – wie in der Jüngeren Dryas – möglicherweise bedingt durch den Zerfall des Eises und die Ankunft kalter Wassermassen (reflektiert durch einen Anstieg kaltliebender Dinocystenarten, einer Stagnation der Eichenwälder und Wiederausweitung der Steppen).³¹

²⁹ Zu den Unsicherheiten für eine Aussage gehören die grobe Probenfrequenz, Datierungsdifferenzen zwischen Gas- und Eisalter von +/- 1000 Jahren oder noch mehr unter Berücksichtigung der unsicheren Akkumulationsraten.

³⁰ = meltwater pulse 1A (Chappellaz et al. 1993, zitiert in Petit et al. 1999, 434f.)

³¹ Sánchez Goñi et al. 1999, 132.

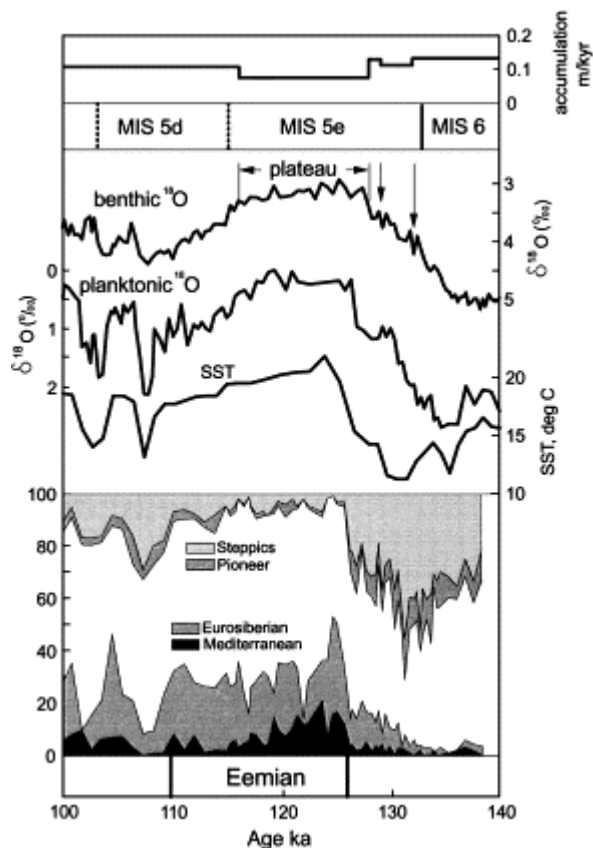


Abb. 5 Marine und kontinentale Daten des letzten Interglazials in Tajo Schelfmeerprofil MD95-2042 vor der Südwestküste Portugals; Zeitskala basiert auf radiometrischen Daten angehobener Korallenriffe. Von oben: Sedimentationsraten; benthische $\delta^{18}\text{O}$; planktonische $\delta^{18}\text{O}$; Meeresoberflächentemperaturen (SST) basierend auf U_{37}^k Alkenonen; Gruppierungen von Pollentaxa.
(Shackleton et al. 2003, Fig. 2)

Der Beginn des Eems ist für Südwesteuropa eindeutig zu identifizieren durch den simultanen Abfall der Steppenelemente und einem Anstieg eurosibirischer und mediterraner Bäume; der Umschwung fällt mit einem Temperaturanstieg an der Meeresoberfläche (SST) von 5°C zusammen; ebenso bemerkenswert ist der temperaturbedingte Anstieg an planktonischem $\delta^{18}\text{O}$. Das Ereignis wird auf 126 ka datiert, 6 ka nach dem Beginn von MISS 5e und wesentlich später als das Erreichen des Plateaus von 5e im benthischen $\delta^{18}\text{O}$. Das bedeutet, dass die grösseren Eiskappen vor dem Beginn der Eem-Warmzeit vollständig abgeschmolzen sind (im Gegensatz zur Basis des Holozäns). In Anbetracht der Tatsache, dass unmittelbar vor dieser Transition das kalte Wasser sich auf dem Breitengrad des südlichen Portugals befand, ist es sehr unwahrscheinlich, dass der Anfang des durch die Vegetation definierten Interglazials in nördlicheren Stationen vorher stattgefunden hätte.³²

Klimarekonstruktionen ergeben für die Transitionsperiode von MIS 6 zu 5 einen Anstieg der Januartemperaturen um ca. 20°C (von ungefähr -16°C auf +4°C) und einen Anstieg der Niederschläge von ca. 400 mm auf ca. 800 mm pro Jahr.³³

Die protokratische Phase der Eem-Warmzeit (*Betula-Pinus*-Zone) dauert gemäss Warvenzählungen in Bispingen nur wenige hundert Jahre (ca. 750 Jahre)³⁴.

In der Schweiz zeichnet sich der Anfang (und das Ende) des Interglazials durch einen borealen Klimacharakter (Nadelwälder) mit hohen Niederschlägen und starker Erosion aus.³⁵

3.2. Hauptphase

Die Hauptphase der letzten Warmzeit war in mittleren Breitengraden geprägt durch ein warmgemäßigtes Klima (Laubmischwald).³⁶ Charakteristisch für das Eem-Interglazial ist die Ausbreitung von Hagebuche (*Carpinus betulus*) im Gegensatz zur Rotbuche (*Fagus*) im Holozän. Einige Pflanzen breiteten sich während dem Eem stärker in den Norden aus verglichen mit ihrem heutigen Areal; dazu gehören Gehölze wie Linde (*Tilia*), Steppenahorn (*Acer tataricum*), Buchsbaum (*Buxus sempervirens*), Stechpalme (*Ilex aquifolium*) und Wassernuss (*Trapa natans*).³⁷ Weitere Warm- und Feuchtigkeitsanzeiger sind das Flusspferd und die Sumpfschildkröte (*Emys orbicularis*), welche bis hinauf nach England vorkamen (vgl. Kap. 5).

Im Südwesten Europas wurde mediterrane Vegetation allmählich durch eurosibirische Wälder ersetzt, was auf einen Wechsel vom eher mediterranen Klima in der wärmsten ersten Phase des Eems hin zu ozeanischem Klima mit mehr Niederschlag und einer Abkühlung hindeutet (vgl. Abb. 5).³⁸ Auch Klimarekonstruktionen mittels modernen analogen Pollenspektren identifizieren ein frühes Klimaoptimum. Für die Stationen im Velay

³² Shackleton et al. 2003, 154.

³³ Die Rekonstruktion erfolgt gemäss *Best modern analogue* Methode und basiert auf sieben französischen und polnischen Pollenprofilen für die drei korrelierte Pollenzonen E1 bis E3 (Cheddaddi et al. 1998, 77). Für La Grande Pile ist der Temperaturanstieg gemäss *pdf* Methode weniger stark (Kühl / Litt 2003, Fig. 4 und 210); vgl. Anhang A1.5. Klimarekonstruktionen.

³⁴ I Birkenzeit: 100, IIa Föhren-Birken-Zeit: 200, IIb Föhren-EMW-Zeit: 450 Jahre (Müller, 1974, 160.)

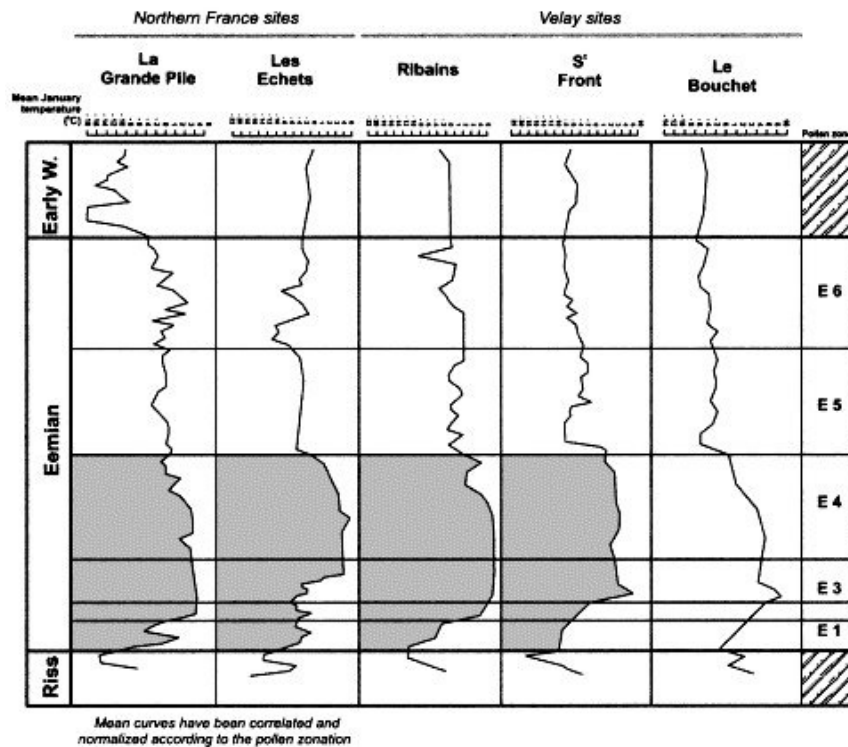
³⁵ Wegmüller 1982.

³⁶ Burga und Perret 1998.

³⁷ Lang 1994, 279.

³⁸ Sánchez Goñi et al. 1999, 132 und 134.

folgt nach der abrupten Erwärmung zu Beginn des Eems ein klimatisches Optimum mit einer Dominanz von Eichen und Hasel (vgl. Abb. 6 graue Fläche). Auf der Höhe von Amsterdam dürfte die Januar-temperatur um 3°C höher (entlang eines West-Ost-Gradienten wie heute) und die Julitemperatur um 2°C wärmer (entlang eines Süd-Nord-Gradienten) als heute gewesen sein.³⁹ Mit der Verbreitung der Hagebuchenwälder gibt es eine kontrovers diskutierte plötzliche⁴⁰, aber moderate Klimaverschlechterung, gefolgt von einer langsamen graduellen Temperaturabnahme bis zu einer Schwelle mit einem abrupten Rückgang, welche den Übergang zum Mélisey I Stadial markiert.⁴¹



Dominante Art in Pollenzonen⁴²:

E6 *Picea*, später *Pinus*
 E5 *Carpinus*
 E4 *Corylus*
 E3 *Quercus*
 E2 *Pinus-Ulmus*
 E1 *Betula*

Abb. 6 Rekonstruierte Paläotemperaturen im Januar für fünf lange Pollenprofile in Frankreich (Guiter et al. 2003, Fig. 3, nach Cheddadi et al. 1998)

Über die Entwicklung des Niederschlags gibt es unterschiedliche Ergebnisse. Je nach angewandter Methode wird das Niederschlagsmaximum eher in der ersten oder der zweiten Hälfte des Eems angesetzt.⁴³ Nach Sánchez Goñi hängt die feuchtere und kühlere Phase nach dem Klimaoptimum mit der allmählichen Abnahme der jährlichen und sommerlichen Sonneneinstrahlung (bis 115 ka) zusammen; sie entstand wahrscheinlich durch eine Verschiebung der Polarfront nach Süden.⁵²

Die alpinen Gletscher dürften wohl noch etwas weiter zurückgeschmolzen sein als heute. Im Mittelland bildeten sich in den ausgekolkten Becken Seen. Flachere Bereiche verlandeten und verwandelten sich in Moore.⁴⁴

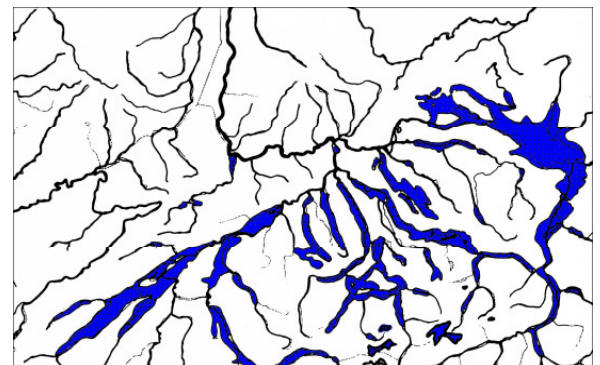


Abb. 7 In den Inter- und Subglazialzeiten hatten sich in den zuvor ausgekolkten Becken Seen gebildet. (Hantke 1983, Fig. 300)

³⁹ Nach *mutual climate range method*, Zagwyn 1996, 451, 463-465;.

⁴⁰ Der Rückgang der Temperatur um 6°C bis 8°C wird aufgrund der ökologischer Verhältnisse heutiger analogen Pollenspektren mit Hagebuche, welche heute vor allem zusammen mit Fichten im kontinentalen Osteuropa vorkommt, rekonstruiert. Die geringe Ausbreitung von *Carpinus* (im Gegensatz zu *Fagus*) im Holozän könnte allerdings mit unterschiedlichen Refugien und nicht mit klimatischen Faktoren zusammenhängen (z.B. Cheddadi et al. 1998, 77, 81 und 83). Siehe dazu Lösungsvorschlag von Kühl / Litt 2003 im Anhang A1.5.

⁴¹ Cheddadi et al. 1998; Guiter et al. 2003, 63.

⁴² Cheddadi et al. 1998, Fig. 3.

⁴³ Niederschlagsrekonstruktionen gemäss *modern pollen analogue method* ergeben eher für den frühen Teil des Eems ein ozeanisches Klima (z.B. Cheddadi et al. 1998). Zagwyn 1996 mit der *mutual climate range method* sieht einen Anstieg des jährlichen Niederschlags auf über 700 mm mit der Einwanderung von *Buxus*, *Abies* und *Picea*. Zudem könnte die Zuwanderung von *Taxus* einen grösseren klimatischen Umschwung von kontinentalem zu mehr maritimem Klima anzeigen. Die Frage könnte eventuell geklärt werden, wenn die Fundstellen mit wasserliebender Fauna auf ihre allfälligen Pollenspektren hin ausgewertet würden. Die unter pluvialen Bedingungen gebildeten Höhlensinter in der Soreq-Höhle in Israel sind zwischen 124 ka und 119 ka datiert, und entsprechend damit eher der ersten Hälfte des Eems auf dem europäischen Kontinent.

⁴⁴ Hantke 1983, 589.

3.3. Endphase

Der Rückgang des Meeresspiegels, bzw. der Aufbau der kontinentalen Gletschermassen impliziert für die Gebiete mit den grossen Eisschilden zunehmend kühlere Sommer und niederschlagsreichere Winter. Niederschlag im Winter wird mit warmen Luftmassen z.B. über dem Golfstrom in den Norden befördert. Tatsächlich nehmen die Oberflächentemperaturen im norwegischen Meer (72°N) parallel zur rückläufigen Sonneneinstrahlung im Sommer ab. In den niederen Breitengraden (30°-40°N) bleiben diejenigen des nordatlantischen

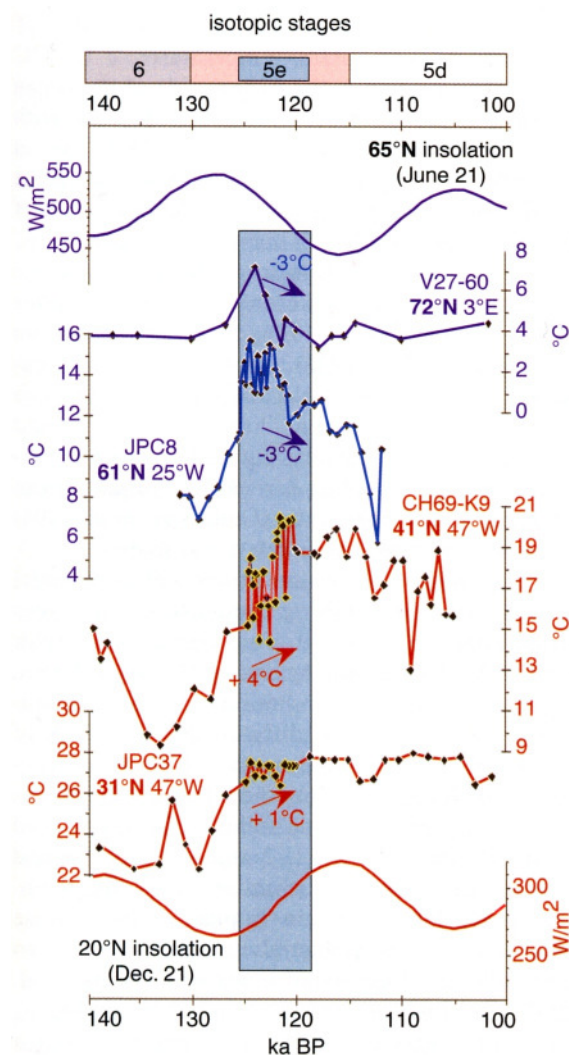


Abb. 8 Das letzte Interglazial im Nordatlantik und im norwegischen Meer. Sonneneinstrahlung (Juni 65°N und Dezember 20°N) und Meeresoberflächentemperaturen im Sommer von vier ozeanischen Sedimentkernen zwischen 31°N und 72°N (Cortijo et al. 1999). Temperaturen wurden erhalten unter Verwendung der *Modern Analog Method* (Prell 1995) mit der nordatlantischen Datenbank von Pflaumann et al. (1996).

(Labeyrie et al. 2002, Fig. 3.3)

Ozeans auch nach 118 ka BP noch hoch, möglicherweise weil die winterliche Sonneneinstrahlung in den niederen und mittleren Breitengraden um 115 ka ein Maximum erreicht (vgl. Abb. 8).⁴⁵ Eine deutliche Abkühlung ereignete sich kurz vor dem Ende des Eems. Nach 110 ka unterbrachen signifikante Eisberge (*ice rafting*) im Nordatlantik die thermohaline Zirkulation und führten zu einem abrupten Wechsel der Temperatur- und Niederschlagsregime. Diese Invasion von Kaltwasser und Eisbergen, als C24 bezeichnet, ereignet sich während eines teilweisen Rückzugs der Gletscher spät im MISS 5d.⁴⁶

Im Gegensatz zum zentralen Atlantik wurden im grönländischen Meer schon im späten MISS 5e eindringende Eisberge an der Wende von MIS 5e-5d festgestellt.⁴⁷ Das Verschwinden des Waldes in Bispingen könnte damit zusammenhängen.⁴⁶

Die letzte Eemische Phase vor der Schwelle zum Mélisey I Stadial ist gekennzeichnet durch leicht wärmere und trockenere Bedingungen auf der iberischen Halbinsel.⁵² Nochmals etwas wärmere Wintertemperaturen sind ebenfalls rekonstruierbar für Les Ribains im Velay, La Grande Pile in den Vogesen und Bispingen in Norddeutschland.

Das Ende des Eem-Interglazials in niederen Breitengraden lässt sich im Pollenprofil des Bohrkerns vor der Südwestküste Portugals durch den gleichzeitigen Anstieg der Steppenelemente und den Abfall der eurosibirischen Bäume sowie dem Verschwinden mediterraner Elemente identifizieren (vgl. Abb. 5). Die Grenze kann relativ unkontrovers gezogen werden, zumindest auf lokaler Ebene: Sie verläuft weit im MISS 5d um 110 ka und kurz vor dem positivsten benthischen $\delta^{18}\text{O}$ -Wert: Zu diesem Zeitpunkt ist also der Laurentische Eisschild schon beträchtlich angewachsen.⁴⁸

3.4. Frühwürm

Nach dem Riss/Würm-Interglazial hat sich ein erster markanter Kälteschub eingestellt, der die alpinen Gletscher kräftig vorstossen liess.⁴⁴

Es folgen nach dem Interglazial sowohl im Bereich der nordeuropäischen Vereisung als auch im alpinen Raum und dessen Vorland einige Interstadiale, die denen im Norden – Amersfoort(?), Brörup- und Odderade-

⁴⁵ Labeyrie et al. 2003, 39.

⁴⁶ Kukla 2000, 987f.

⁴⁷ Fronval / Jansen 1997, zitiert in Kukla 2000, 988.

⁴⁸ Shackleton et al. 2003, 154f.

Interstadial – entsprechen dürften und die ebenfalls durch kühlere Abschnitte getrennt werden.⁴⁴ Die Amersfoort-Brorup- und das Odderade Interstadiale wurden in den Niederlanden, in Dänemark und Deutschland beschrieben und lassen sich durch die Entwicklung borealer Nadelwälder charakterisieren. Die für La Grande Pile in den Vogesen erstmals beschriebenen Interstadiale Saint Germain 1 und Saint Germain 2 mit gemäßigten Laubbaumwäldern können mit diesen korreliert werden. Sie bezeugen für die Interstadiale des Frühwürms ein stabiles Oekoton zwischen Laubwald und borealem Wald, allerdings in viel tieferen Lagen als während des Interglazials.⁴⁹

3.5. Frage der klimatischen Instabilität während der letzten Warmzeit

In den 1990er Jahren wurde die **Frage der klimatischen Stabilität** intensiv und (nach Sánchez Goñi et al. 1999) abschliessend diskutiert: Während des Eems *s.s.* zeichnen ozeanische und terrestrische Klimaarchive aus der nordatlantischen Region je nach Breitengrad ein unterschiedliches Bild. Hochauflösende Isotopen- und Pollenprofile (ausgeschlossen sei die problematische GRIP-Sequenz) reflektieren für die mittleren Breiten ein ziemlich stabiles Klima, während für die höheren Latituden in einigen Profilen mehr als ein kalter Aus-schlag verzeichnet ist. Als erklärende Hypothesen werden genannt:

1. Unempfindlichkeit der meisten Transferfunktionen gegenüber interglazialen Fluktuationen⁵⁰,
2. Dämpfung der klimatischen Schwankungen in mittleren gegenüber hohen Breiten,
3. Änderungen der thermohalinen Zirkulation.⁵¹

Während der Hauptphase des Eems lassen sich im Tajo Schelfmeerprofil zwar vier klimatische Phasen für den Kontinent und drei Verschiebungen der hydrologischen Bedingungen feststellen. Die im Pollenprofil feststellbaren klimatischen Änderungen sind allerdings nur graduell und von kleiner Amplitude; sie dauern zwischen 2 und 4 ka.⁵² Auch Klimarekonstruktionen basierend auf Profilen von Velay, Les Echets und La Grande Pile zeigen eine klar konvergierende Tendenz, was die geringe Amplitude der klimatischen Fluktuationen während des letzten Interglazials anbelangt.⁵³

Trotzdem sei darauf hingewiesen, dass sich bei detaillierter Untersuchung Anzeichen für Instabilitäten finden:

- Für die Sequenzen im Velay lässt sich eine Öffnung der Wälder feststellen, *bevor* sich am Ende der Warmzeit boreale Nadelwälder etablierten.
- Auch in Les Echets (1'200 m.ü.M.) und La Grande Pile könnte die oszillierende Zusammensetzung der borealen Wälder am Ende des Eems mit klimatischen Instabilitäten zusammenhängen.⁴¹
- Für Bisingen in Norddeutschland wurden winterliche Temperaturschwankungen von mehr als 25°C während des Eems rekonstruiert.⁵⁴ Allerdings steht das Resultat in Widerspruch mit dem Vorkommen von eher gemässigten Pollentypen.⁵⁵ Eine Rekonstruktion mit der neu entwickelten *pdf*-Methode ergibt immer noch einen Temperaturrückgang von 5-6°C, allerdings einen allmählichen innerhalb der gesamten Hauptphase des Eems (mit geschätzten 9000 Warvenjahren)⁵⁶.
- In einem Tiefseekern im subtropischen Atlantik (ODP 658) wurde ein *mid-Eemian cooling event* beschrieben.⁵⁷
- Im Tajo Schelfmeerprofil lässt sich ebenfalls ein 400-jähriges *mid-Eem cooling* feststellen, welches mit einem Rückgang der thermohalinen Zirkulation erklärt wird.⁵²

3.6. Erklärungsmodelle der klimatischen Entwicklung

Erklärungsmodelle zur klimatischen Entwicklung unterscheiden zwischen Auslösern und verstärkenden Wechselwirkungen.

Als wichtiger **exogener Auslöser** für Klimaschwankungen in den letzten 400 bis 900 ka gilt die geringfügige Änderung der Erdbahnelemente, also die Änderungen der Erde auf ihrer Umlaufbahn um die Sonne. Sie sind für die unterschiedliche Sonnenstrahlung (Insolation, Strahlungsfluss) am Oberrand der Atmosphäre, die das

⁴⁹ Brigitte Amman in Le Tensorer et al. 1993, 75 ; Guiter et al. 2003, 61.

⁵⁰ Vgl. Anhang A15.

⁵¹ Sánchez Goñi et al. 1999, 124.

⁵² Sánchez Goñi et al. 1999, 133.

⁵³ Cheddadi et al. 1998.

⁵⁴ Field et al. 1994.

⁵⁵ Aaby / Tauber 1995.

⁵⁶ Kühl / Litt 2003, 211.

⁵⁷ Maslin et al. 1996, zitiert in Cheddadi et al. 1998, 75.

Temperaturgefälle zwischen Äquator und den Polen und die Ausbildung von Jahreszeiten zur Folge hat, verantwortlich. In den letzten dreissig Jahren wurde überzeugend bewiesen, dass die Periodizität der vergangenen grossen Klimaänderungen mit derjenigen der orbitalen Schwankungen der Erdbahnparameter übereinstimmt (Milankovic-Mechanismen).⁵⁸ Milankovic's Theorie wurde in der Zwischenzeit durch André Berger neu berechnet und präzisiert.⁵⁹

Die Sonneneinstrahlung wird durch das Zusammenspiel von drei zyklischen Veränderungen beeinflusst.⁶⁰ Die grössten Schwankungen werden ausgelöst durch die Exzentrizität der Erdumlaufbahn sowie durch die Präzession der Tages-und-Nachtgleichen. In hohen Breitengraden ist die Sonneneinstrahlung im Sommer und im Jahresdurchschnitt zudem besonders abhängig von der Erdneigung.⁶¹

1. **Exzentrizität (e):** Die Erdumlaufbahn um die Sonne ist kein Kreis, sondern eine Ellipse, die ihre Form laufend ändert. Sie beruht auf den Gravitationskräften der anderen Planeten. Die Abweichung von der Kreisbahn wird als Exzentrizität bezeichnet.

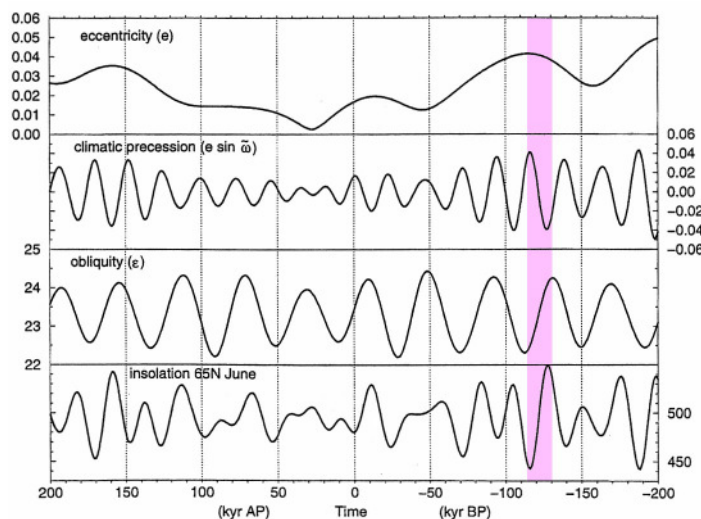


Abb. 9 Exzentrizität, Präzession, Erdneigung und Sonneneinstrahlung (65°N Juni) der vergangenen und kommenden 200'000 Jahre (Berger/Loutre 1997, Fig. 1)

trägt sie 23,5° (Tendenz abnehmend). Je stärker die Erdachse geneigt ist, desto mehr Sonneneinstrahlung erhalten die beiden Polargebiete in ihrem jeweiligen Sommer. Mit zunehmender Neigung der Erdachse verstärken sich die jahreszeitlichen Unterschiede (wärmere Sommer und kältere Winter), mit abnehmender Neigung verringern sie sich (kühlere Sommer und wärmere Winter). Die Auswirkung ist auf beiden Halbkugeln gleich. Allerdings kann in Polnähe eine Änderung der sommerlichen Einstrahlung nicht durch eine entgegengesetzte Änderung im Winter (Polarnacht) ausgeglichen werden, so dass auf diese Weise Änderungen der solaren Einstrahlung in hohen Breiten bis zu 17 W/m² im Jahresmittel betragen können. Vor 131 ka betrug die Neigung maximale 24,26°.

3. **Präzession ($e \sin \omega$):** Die Erdachse kreist langsam um ihren eigenen Pol und führt auf der Erdbahn, wie ein Kreisel, eine Taumel- oder Präzessionsbewegung aus. Die Orientierung der Erdachse ändert sich. Gemeinsam mit der Rotation der Bahnellipse um die Sonne bestimmt die Kreisbewegung den Zeitpunkt des Perihels, d.h. den Zeitpunkt, zu dem die Erde der Sonne am nächsten ist. Die Wanderung des Perihels braucht für einen Umlauf durch alle Jahreszeiten im Mittel 21 ka, mit Perioden von 19 und 23 ka. Dadurch verstärken sich die jahreszeitlichen Temperaturgegensätze auf der einen Halbkugel, während sie sich auf der anderen abschwächen. Gegenwärtig fällt das Perihel auf den 3. Januar, liegt also im Winter der nördlichen Hemisphäre; in dieser Konstellation sind die Winter wegen der geringeren Entfernung zur Sonne etwas wärmer. Vor 127 ka lag das Perihel im Sommer der Nordhalbkugel: warme Sommer und kalte niederschlagsarme Winter förderten das Abschmelzen des Kontinentaleises und verhinderten das winterliche Wachstum.

Sie schwankt mit einer Periode von etwa 413 und 101 ka Jahren zwischen einem Minimalwert von 0,005 und einem Maximalwert von 0,06. Gegenwärtig beträgt der Wert 0,017. Je grösser die Exzentrizität, umso stärker variiert der Abstand der Erde von der Sonne innerhalb eines Jahres. Vor 116 ka erreichte die Amplitude den Maximalwert von 0,044.

2. **Neigung der Erdachse ($obliquity$ (ϵ), $tilt$):** Die Erdachse steht nicht senkrecht zur Umlaufbahn (Ekliptik), sondern ist in einem bestimmten Winkel geneigt. Die Orientierung des Winkels wird im Jahresumlauf um die Sonne beibehalten, wodurch die Jahreszeiten nördlich und südlich des Äquators beibehalten werden. Die Neigung der Erdachse variiert mit einer Periode von 41 ka zwischen 21,5° und 24,5°. Gegenwärtig be-

⁵⁸ Imbrie et al. 1984, 269; Kukla / Cílek 1996, 171; Berger / Loutre 1997, 33.

⁵⁹ Berger 1992

⁶⁰ Die hilfreichen Beschreibung der Milankovic-Zyklen stammt hauptsächlich von Lang 1994.

⁶¹ Berger 1977, Laskar 1990, zitiert in Labeyrie et al. 2003, 34.

Entscheidend ist, dass sich die Verteilung der Strahlung auf dem Festland ändert. Auf der Südhalbkugel gibt es in den Breiten zwischen 45° und 65° kaum Kontinente, während in diesen Breiten auf der nördlichen Hemisphäre die Hauptmasse Eurasiens und Nordamerikas liegt. Eine höhere sommerliche Einstrahlung im Bereich der höheren nördlichen Breiten erhöht das Potential, den winterlichen Schnee zu schmelzen und erhöht die Möglichkeit der Gletscherrückbildung. Gletscherwachstum hängt zudem ab vom Niederschlag, welcher mit warmen Luftmassen [in milden Wintern] z.B. über dem Golfstrom in den Norden befördert wird.

Die Reaktion des Klimasystems auf die orbitalen Schwankungen kann nicht linear sind; insbesondere die Exzentrizität trägt zur Einstrahlung insgesamt zu wenig bei, als dass damit die deutlichen klimatischen Umschwünge von einem Hochglazial zu einem Interglazial alle 100 ka direkt erklärt werden könnte. Erst aufgrund verstärkender Rückkoppelungs- (*feedbacks*) und Kippeffekte nach einem Überschreiten von Schwellenwerten können diese Änderungen der Einstrahlung globale Klimaschwankungen bewirken.⁶²

Ein sog. einfaches Klimamodell von Paillard 1998 arbeitet mit drei Zuständen (einem Interglazial, einem milden Glazial und einem vollen Glazial), zwischen denen das Klima nach Überschreiten von Schwellenwerten schwankt.

1. Wenn ein unterer Schwellenwert der Sonneneinstrahlung (bei 65° N und zur Sommersonnenwende) unterschritten wird, kippt das Klima von einem Interglazial in ein mildes Glazial.
2. Wenn darauf der Laurentische und der fennoskandinavische Eisschild nach einer gewissen Zeit (27 bis 60 ka) ein bestimmtes Volumen überschritten haben, geht das Klima von einem milden in ein volles Glazial über.
3. Wenn darauf ein mittlerer Schwellenwert der Insolation überschritten wird, kippt das Klimasystem von einem Glazial in ein Interglazial.

Das interglaziale Stadium setzt in diesem Modell nicht eine maximale Sonneneinstrahlung voraus, sondern ein Hochglazial. In einer erweiterten Version wird das Gletscherwachstum von einer Sonneneinstrahlung abhängig gemacht, deren geringste Werte "unterdrückt" oder plafoniert werden (*smoothed truncation of the insolation*), womit der empirisch beobachteten geringen Sensitivität des Eisvolumens in Kaltzeiten Rechnung getragen wird.⁶³ Das so modellierte Eisvolumen ist, übertragen auf den globalen Meeresspiegel, in Abb. 25 zu finden.

Nach Petit et al. 1999 folgen dem orbitalen Auslöser jeweils zwei temperaturverstärkende Mechanismen: Zunächst reagieren und wirken die Treibhausgase⁶⁴ und dann beschleunigt sich der Gletscherrückgang aufgrund der Wechselwirkung mit dem Albedo-Effekt. Wie dieser spätglaziale Ablauf spezifisch am Ende einer Eiszeit erfolgt, hängt neben der Stärke des astronomischen Signals vom thermohalinen Zirkulationsmuster der ozeanischen Tiefenströme ab.⁶⁵

Während die Erdneigung um 132 ka eine maximale Schiefe durchlief, erreichte die sommerliche Sonneneinstrahlung auf der nördlichen Hemisphäre insgesamt ein Maximum vor 126 ka und ein nächstes Minimum 12'000 Jahre später (Maximum von 487 W/m² und Minimum vor 114 ka von 392 W/m², Mitte Juli, bei 65°N).⁶⁶

Was die Zukunft anbelangt, nimmt die Exzentrizität der Erdbahn in den nächsten 20-30 ka auf nahezu Null ab. Damit verringert sich auch der Einfluss der Präzession auf die Sommereinstrahlung bei 65° N. Wir nähern uns also Zeiten minimaler Einstrahlungsänderungen mit geringen jahreszeitlichen Schwankungen. Im Prinzip ist eine aussergewöhnlich lange Warmphase zu erwarten, die erst nach 50 ka in eine Kaltphase übergeht (vgl. Abb. 9).

⁶² Berger / Loutre 1997.

⁶³ Paillard 1998.

⁶⁴ Zu den Treibhausgasen gehören Wasserdampf, CO₂, CH₄, etc. Oberflächentemperaturen beeinflussen

- die Wasserdampfkonzentrationen und die Bewölkung der Atmosphäre,

- den Austausch von CO₂ zwischen den Ozeanen, der Atmosphäre und der terrestrischen Biomasse,

- die Freigabe von Methan aus Feuchtgebieten.

⁶⁵ Petit et al. 1999, 435. So wurde beispielsweise die Erwärmungsphase der jetzigen Warmzeit während des Jüngeren Dryas durch einen Klimarückschlag unterbrochen, nachdem eine Tiefenkonvektion im Nordatlantik durch eine plötzliche und gewaltige Schmelzwasserzufuhr über die Labradorsee unterbrochen wurde. Dadurch wurde die gerade wieder belebte Warmwasserheizung durch den Golfstrom abgestellt. Eiszeitliche Verhältnisse stellten sich im Nordatlantik wieder ein.

⁶⁶ Berger 1992

4. Paläobodenkomplexe

4.1. Geologische Voraussetzungen

Um die Lebenswelt der letzten Warmzeit rekonstruieren zu können, müssen entsprechenden Biostratigrafien vorhanden sein. Es sind dies Sedimente in Seebecken, Mooren oder Schelfmeeren für die Vegetation und Flora sowie fossile Bodenhorizonte für Fauna und menschliche Spuren, die idealerweise *in situ* liegen.

Ein *in situ* liegender fossiler Boden wird als Resultat einer Bodenbildungsphase unter stabilen morphodynamischen Bedingungen angesetzt. Während einer solchen Stabilitätsphase dominieren die Verwitterungsprozesse über die sedimentären Vorgänge wie Akkumulation oder Erosion markant und führen dabei zur Ausbildung eines charakteristischen Bodentyps. Aus stratigrafischer Sicht entspricht eine Bodenbildung deshalb einem *Hiatus*.⁶⁷

Paläoböden aus den Interglazialen sind in einer Stratigrafie oft nicht mehr vorhanden. Sie wurden zu Beginn einsetzender Glaziale und Stadiale durch Frostaktivitäten wegerodiert oder durch Gletscher ausgeräumt.⁶⁸ Falls fossile Böden dennoch konserviert worden sind, sind sie meist schwer erkennbar. Vor der Überlagerung eines Bodens findet meist eine Kappung des lockeren, krümeligen Ah-Horizontes statt; oftmals sind auch Teile des darunter liegenden Mineralbodens von der Erosion betroffen. In fossilen Böden fehlt deshalb dieser (oberste) Abschnitt oft, d. h. die begrabenen B-Horizonte werden meist mit scharfer Grenze von neuen Ablagerungen überdeckt.⁶⁷ Die Bodenerosion zu Beginn von MISS 5d und insbesondere am Ende von MIS 5 (um 75 ka BP) betrug mindestens 60 cm über die ganze Oberfläche von Nordfrankreich und Belgien⁶⁹.

Es gibt sechs Gruppen von bodenkonservierenden topografischen „Gunstlagen“, wo Fundplätze einer Warmzeit nicht oder nur zum Teil von Erosionsvorgängen betroffen sind:

1. Ablagerungen in (glazigenen) Becken, die als Sedimentfallen wirken,
2. Krater von Schlackenkegeln, die ebenfalls Sedimentfallen darstellen,
3. Flussablagerungen und
4. Strandablagerungen, sofern sie schnell genug überdeckt wurden,
5. Höhlen und Höhlenvorplätze sowie insbesondere
6. Travertinablagerungen⁷⁰ und Tuffdepots

Die Sedimente des Eems müssen zudem zugänglich sein, wie dies in Aufschlüssen durch Braunkohletagbau und Travertinsteinbrüche der Fall ist. Die zunehmende Tiefe solcher Sedimente in Norddeutschland und den Niederlanden erschwert deren Zugänglichkeit.⁷¹

In der Folge werden zwei Stationen und Paläobodenkomplexe aus der letzten Warmzeit beschrieben.

4.2. Meikirch BE

Das umfassendste schweizerische Profil über einen Zeitraum von zwei Warm- und drei Kaltzeiten stammt aus drei Bohrungen in Meikirch, 7 km nordwestlich von Bern. Unter einer mächtigen Grundmoräne des letzteiszeitlichen Rhonegletschers (in Meikirch I bis 11,50 m) folgt eine komplexe Abfolge von siltigem Kies mit geringmächtigen, feinkörnigen Zwischenlagen. Diese grobklastische Abfolge überlagert in 39 bis 40 m Tiefe mächtige monotone, feingeschichtete und stark vorbelastete tonig-sandige Silte. Dieser feinkörnige Teil umfasst den palynostratigrafisch gliederbaren Profilschnitt (40 bis 112 m). Aufgrund der Pollenanalyse sind diese Sedimente während der letzten Warmzeit (Eem), einer vorangehenden Kaltzeit und einer noch älteren Warmzeit zur Ablagerung gelangt. [Die Gletschersedimente zwischen den beiden Warmzeiten fehlen nicht nur, sondern es ist dort auch kein Hiatus im Sediment festzustellen. Der Rhonegletscher hat also das Mittelland während der Eiszeit unmittelbar vor der letzten Warmzeit gar nicht erreicht. Die vorletzte Eiszeit war demzufolge ein kleineres Gletscherereignis als die letzte Eiszeit, und sämtliche Gletschervorstöße über das

⁶⁷ Vorlesung Ph. Rentzel zur Geoarchäologie, WiSe 2002/03.

⁶⁸ Vorlesung J.M. Le Tensorer

⁶⁹ Van Vliet-Lanoë et al. 1992, 103.

⁷⁰ Wenzel 1998, 1.

⁷¹ Speleers 2000, 288.

letzteiszeitliche Maximum hinaus müssen somit älter als die vorletzte Eiszeit sein.]⁷² Nach Welten (1988) liegt es vorerst nahe, die weit über 100 m tiefe Auskolkung der Rinne oder Mulde von Meikirch der Tiefenerosion des Mindelgletschers zuzuschreiben und ein Seebecken anzunehmen ähnlich dem Murtensee, welches erst durch die Würmgletscher mit 40 m Schottermaterial völlig ausgeebnet wurde.

Das Sediment der Bohrung Meikirch II des Eem-Interglazials misst 443 cm und ist recht homogen. Es ist meist braungrau, seltener graubraun und besteht aus einem Seemergel, der bald mehr die Zusammensetzung eines feinsandigen Tons, bald mehr die eines tonigen Silts aufweist.

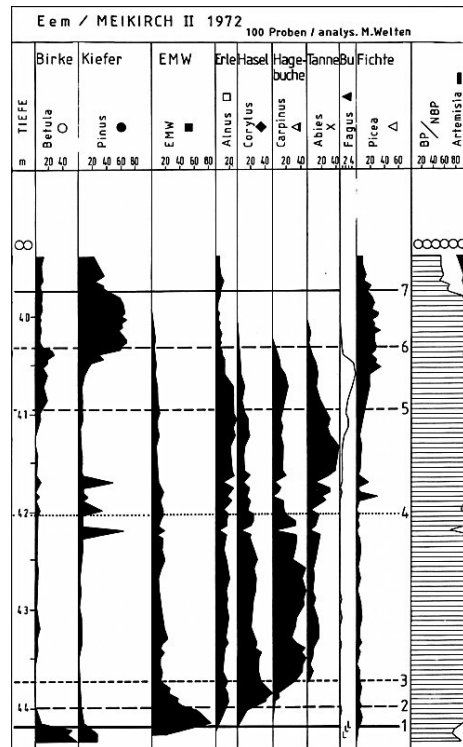


Abb. 10 Pollendiagramm für Meikirch II
(nach Welten 1982a)

Welten untergliedert das Sediment entsprechend den Dominanz-Verhältnissen der Pollen in acht Phasen:

1. **Betula-Pinus-** oder **Birken-Föhren-Initialphase**, fast ohne Wärmeliebende, nach einer Wachholder-Sanddorn-Phase
2. **Ausbreitung der Wärmeliebenden in der EMW-Phase**; Eichen (*Quercus*) herrschen vor, daneben reichlich Ulmen (*Ulmus*) und ordentlich viel Eschen (*Fraxinus*); Spuren von Fichten (*Picea*)
3. **Hasel-** (*Corylus*-) Phase mit EMW und Erle (*Alnus*); Spuren von Eibe (*Taxus*); Einwanderung der Hagebuche (*Carpinus*)
4. **Hagebuchen-** (*Carpinus*-) Phase mit Hasel (*Corylus*) und EMW sowie ordentlich starker Beimischung von Weisstannen (*Abies*)
5. **Weisstannen-** (*Abies*-) Phase mit Erle (*Alnus*), Hagebuche (*Carpinus*) und Hasel (*Corylus*) sowie mit Einwanderungsspuren der Buche (*Fagus*)
6. **Übergangsphase** mit Fichten, Erlen, Weisstannen und Hagebuchen (*Picea*, *Alnus*, *Abies* und *Carpinus*)
7. **Fichten-** (*Picea*-) Phase mit stärkster Buchen- (*Fagus*-) Vertretung (bis 6%); zunehmende und endgültige Vernichtung aller wärmeliebenden Gehölze am Ende der Phase
8. **Föhren-** (*Pinus*-) Endphase mit ziemlich viel Fichten (*Picea*) und noch bedeutenden Werten für Birken und Erlen (*Betula* und *Alnus*).

4.3. Noir Bois, Alle, JU

Der Fundplatz Noir Bois in der Gemeinde Alle wurde anlässlich des Autobahnbaus der Transjurane anfangs der 1990er Jahre ausgegraben. Er befindet sich nordöstlich der Juraketten im Tafeljura. Es handelt sich um Freilandstationen, die am Rand eines kleinen Schwemmtales der Allaine sowie am Fusse des Nordhanges eines wenig ausgeprägten Sattels liegen (vgl. Abb. 17). Das Substrat aus Kalkgestein ist gespalten und infolge von Karstphänomenen (Dolinen) ausgewaschen, was einerseits zu Einfiltrationen und Senkungen, andererseits zu Sedimentfällen führte.

Für **Noir Bois** können in der Schichtabfolge neun stratigrafische Einheiten unterschieden werden, wovon eine, die **Einheit E8** in das Isotopenstadium 5 datiert und hier auszugsweise genauer beschrieben wird. Die zeitliche Einordnung der Einheiten erfolgte entweder durch absolute ¹⁴C- und TL-Daten (E6 – E7), durch eine auf Umweltdaten basierende Relativchronologie oder mit Hilfe von Literaturvergleichen. Die Einheit E8 ist nur im Osten der Fundstelle erhalten, in horizontaler Lage auf einer Terrasse des karstigen Substrates der Einheit E9, welche im oberen Teil durch eine Doline begrenzt wird.⁷³ Sie ist maximal 25 cm mächtig.⁷⁴

⁷² Welten 1982b und 1988, Schlüchter / Wohlfahrt 1993.

⁷³ Aubry et al. 2000, 23.

⁷⁴ Guélat in Aubry et al. 2000, 62.

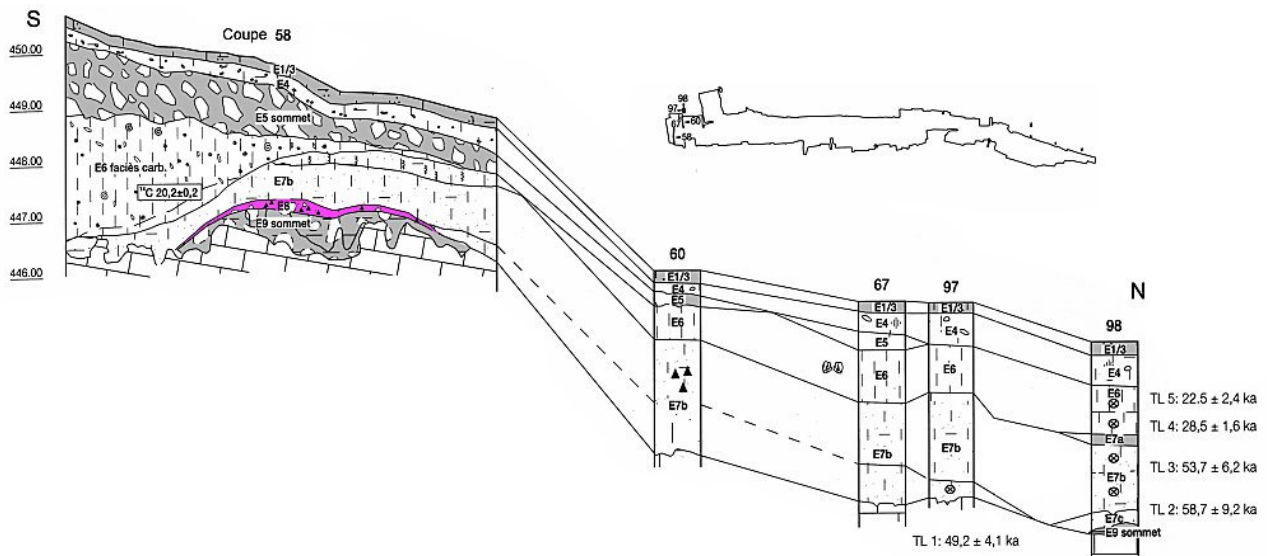


Abb. 11 verschiedene stratigraphischen Einheiten im Ostteil der Fundstelle Noir Bois werden durch die Schnitte 58, 60, 67, 97 und 98 repräsentiert. E8 und E7b enthalten Artefakte aus einem älteren und jüngeren Moustérien. E6 enthält den Molaren eines Wollnashorns (P4). Angegeben sind auch die TL- und ^{14}C -Datierungen. (Aubry et al. 2000, Fig. 15)

Die Einheit E8 ist ein gekappter Pedokomplex, der sich auf alluvialen Sanden *mit eingeschlossenen Silexartefakten* entwickelt hat. Die festgehaltene Abfolge zeigt nach einer ersten Kältephase zweimalige Pedogenesen, welche einem gemässigten Milieu zugeschrieben werden können.

Lithostratigraphische Charakterisierung: Die Einheit E8 besteht aus groben, kiesigen und kompakten Sanden, enthält Gerölle und eine lehmig-siltige Matrix in brauner, leicht oranger Farbe. Die relativ gut sortierten Sande sind von silikatischer Natur (Vogesenschotter) und enthalten ovoide feinsilikatische Elemente, welche ursprünglich vollständig entkalkt worden sind. Schotter mit einigen Gerölle bis in den Dezimeterbereich ist relativ gut vertreten. Man findet auch gelegentlich sandig-siltige Schotter aus Vogesengestein sowie lokale Silexknollen. Die Schicht enthält *in der Nähe der oberen Kontaktzone einige Artefakte des Moustérien*. Die obere Kontaktzone hebt sich deutlich ab und ist von Erosion geprägt. Ebenfalls zu finden sind kleine Kohlenstücke, die mit einer Kruste bedeckt sind (Fe/Mn). Der Kontakt zum Liegenden ist ebenfalls deutlich abgehoben.⁷⁵



Abb. 12 Detail der Einheit E8 mit einer Textur, welche in drei Generationen aufgebaut worden ist; Profil 58, Auflichtanalyse, Höhe: 2,2 mm (Guélat in Aubry et al. 2000, Fig. 42b)
⁷⁵ Michel Guélat in Aubry et al. 2000, 19f.
⁷⁶ Aubry et al. 2000, 52.

Interpretation: Die Einheit E8 besteht aus verwittertem Schwemmsand, abgelagert durch Geriesel im Laufe einer Kaltphase (zu Beginn des Eems 5e oder am Ende des MIS 6). Alter und Verwitterungszustand der Einheit E8 werden durch verschiedene Eisenausbildungen bestätigt. Die winzigen Kohlenstücke, welche unter dem Binokular sichtbar sind, könnten auf eine Auflichtung des Waldes durch Feuer am Ende einer gemässigten Phase hindeuten. In der Folge führten die geochemischen Bedingungen des Bodens in kaltem Milieu zur Bildung von Eisen- und Mangankonkretionen um diese Kohlenstücke.⁷⁶

Mikromorphologische Beschreibung der Einheit E8: Die Sande sind gut sortiert, siltig, mit vereinzelt Splitt (*à gravillons épars*) und von schwacher Porosität (5%). In gewissen Zonen ist eine Schichtung der Komponenten erkennbar; in anderen siltigeren und bioturbierteren Zonen scheint die Schichtung gestört worden zu sein. Quarz stellt das Hauptmineral der Sande dar; sie sind gerundet und eckig; daneben gibt es auch Fragmente von Vogesengestein (Quarzit, Sandstein aus Quarzit und Porphy) und Kalk-"Fantome", von denen nur noch das Silexgerüst übrig blieb. Vorhanden sind auch kalzedonische Silexabschläge, welche sich durch ihre Grösse und ihre scharfen Kanten abheben. Es gibt einige leichte gerundete Kohlenstücke von Koniferen (Wachholder?). Die Matrix von oranger Farbe (7.5YR 5/8) konsti-

tuert sich durch eine Textur, welche in drei Generationen von Überzügen aufgebaut worden ist (vgl. Abb. 12:

1. bräunlich siltige „Hauben“ (*coiffes*), welche oft Körner, inkl. kleine *Silexabschläge* umhüllen.
2. in den Hohlräumen (*vides*), dicke lehmige braungelbe Auskleidungen, mikrolithisch; diese sind in die Nähe der eher feinsiltigen Zonen verlagert worden.
3. eine siltig-organische mächtige Tonanreicherung (*illuviation*), bräunlich, weniger perturbiert als die vorhergehende.⁷⁷

Interpretation: Die Formation durchlief zunächst eine moderate Solifluxion, begründet durch alternierende Vereisungs- und Auftauungsphasen. Danach führte eine aktive Bodenbildung der Schwemmsande in gemäßigtem Laubwaldmilieu eines Interglazials zur vollständigen Entkalkung und zur Entstehung eines Lessivé-Braunerdebodens mit einem deutlich entwickelten lehmigen Bt-Horizont.⁷⁷

Die letzte Tonanreicherung von siltig-organischer Natur könnte aus einer zweiten Pedogenese eines Tschernosems vom Typ "grauem Waldboden" (*sol gris forestier*) entstanden sein, nachdem die Decke des reliktischen Lessivé-Bodens erodiert worden war. Bei grauen Waldböden handelt sich um entwickelte Böden, welche in gemäßigtem, aber kaltem Klima entstanden sind, so wie es zwischen einer Laubwaldzone und einer Steppenzzone herrscht. Die Unterschiede in den Böden widerspiegeln also eine klimatische Abkühlung hin zu kontinentaleren Verhältnissen. Deutliche Spuren von Bioturbation, wahrscheinlich von Wurzeln stammend, sind von diesem zweiten Boden noch erkennbar; der Tschernosem-Boden selber ist jedoch nicht erhalten geblieben: es lässt sich aufgrund des abrupten Charakter des oberen Kontaktes der Einheit E7 illustrieren, dass es eine Episode von intensiver Abtragung gegeben haben muss.⁷⁷

Chronostratigrafische Einordnung der Pedogenesen: Die grössere Pedogenese wird zeitlich ans Ende des Isotopenstadiums 5e eingeordnet, genauer ins 5e1. Nach Datierungen von W. Boenigk und M. Frechen (1999) von entsprechenden Lössequenzen im Mittelrheingebiet liegt 5e1 zwischen ungefähr 117 und 113 ka BP. Er schliesst aus, dass der weit entwickelte Lessivé-Boden in ein späteres Interstadial (Brörup, MISS 5c oder Odderade, MISS 5a) datiert werden könnte.

Die zweite weniger entwickelte Pedogenese, welche zu dem grauen Waldboden führte, könnte eher mit einem der Interstadiale des Frühwürms korrelieren. In den Lössequenzen des Rheingrabens führten diese gemäßigten Episoden ebenfalls zu Tschernosemböden – nach einer Periode der Erosion: diese könnte mit einem der kalten Stadiale MISS 5d oder 5b (resp. Mélisey I und II von La Grande Pile) übereinstimmen. Die endgültige Kappung der Sequenz entspricht dann dem klimatischen Einschnitt zu Beginn des MIS 4 um 75 ka BP. Die Einheit E8 wird von Sedimenten überdeckt, deren Basis ins mittlere Pleniglazial datiert (TL2: $58,7 \pm 9,2$ ka).⁷⁹

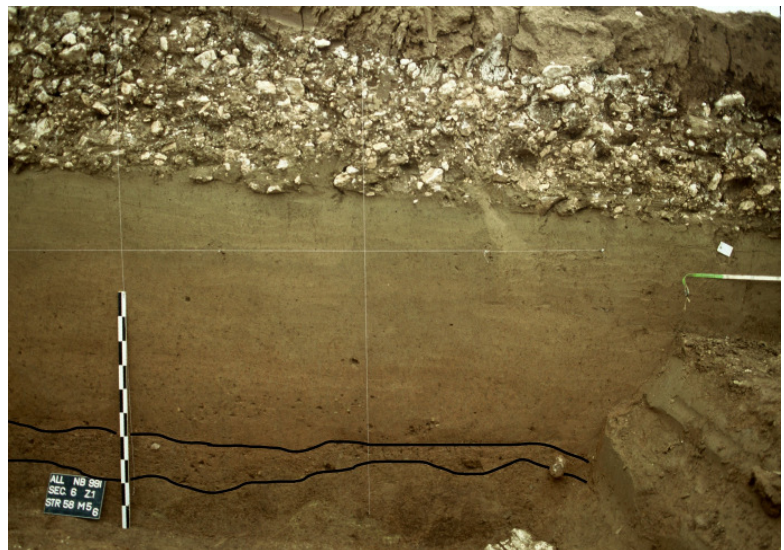


Abb. 13 Teilansicht des Profils 58 mit dem Verwitterungskomplex E9 (zuunterst) und, markiert, der Paläoboden der Einheit E8, überlagert durch die Lössequenzen E7 und E6, dem Head E5 und oben links dem Lösslehm E4 des Spätglazials.⁷⁸

Die Pflanzen- und Tierwelt des Jungpleistozäns in Noir Bois bleibt unbekannt (mit Ausnahme von Mollusken und zwei Molaren eines Wollnashorns aus der Lössschicht E6). Die Erhaltungsbedingungen der Sedimente waren dafür zu ungünstig.⁸⁰

⁷⁷ Guélat in Aubry et al. 2000, 64.

⁷⁸ freundlicherweise zur Verfügung gestellt von Michel Guélat.

⁷⁹ Guélat in Aubry et al. 2000, 74.

⁸⁰ Othenin-Girard in Aubry et al. 2000, 13; Thew et Chaix in Aubry et al. 2000, 93-98.

5. Vegetation, Fauna und Menschen

Während eines Glazial-Interglazial-Zyklus' ändern sich aufgrund der Klimaschwankungen die Umweltbedingungen, worauf Organismen grundsätzlich auf drei Arten reagieren können:

1. Arealverschiebungen der Organismen: In einer Warmzeit dehnt sich das Verbreitungsgebiet von wärmeliebenden Pflanzen aus. Zudem wandern thermophile Pflanzen (und Tiere) aus ihren trockener werdenden Glazialrefugien im Süden Richtung Norden, sofern sie in Europa nicht von den Alpen oder anderen Gebirgszügen daran gehindert werden. Wanderungsgeschwindigkeiten sind unterschiedlich; sie hängen ab von ökologischen Anforderungen jeder Art (wie Lebensdauer, Ausbreitungsgeschwindigkeit) sowie von äusseren Faktoren (wie Bodenentwicklung).
2. Alternativ passen sich Organismen an, bzw. werden angepasst. Es gibt drei Formen der Anpassung⁸¹:
 - a. Phänotypische, modulative oder akklimative Anpassung (reversibel)
 - b. Phänotypische, modifikative Anpassung (irreversibel)
 - c. Genetische, evolutive Anpassung durch die Prozesse der Artdifferenzierung (genetische Variabilität und natürliche Selektion)
3. Allerdings kommt es auch zu einem Aussterben: Arten kehren entweder regional nicht mehr zurück, z.B. weil sie durch Gebirgsbarrieren daran gehindert werden, oder sterben global aus. Immerhin waren die Areale nicht wie heute durch anthropogene Einflüsse fragmentiert und mit Barrieren durchzogen, welche heute zu einem Artensterben führen.

Organismen passen sich unterschiedlich an eine Änderung der klimatischen Umweltbedingungen an. Einige Arten können sich adjustieren und akklimatisieren, je nach dem ob sie eher Generalisten (Ubiquisten, Omnivoren) oder Spezialisten (und somit Klimaanzeiger) sind, je nach Anpassungsfähigkeit und Toleranzen.

Die Veränderungen der klimatischen Umweltbedingungen während des Quartärs sind in höheren Breitengraden stärker als in den niederen. So waren beispielsweise die Schwankungen in der südlichen Levante zu wenig ausgeprägt als dass sich grossflächig ein biotischer Austausch der grossen Säugetiere beobachten liess.

5.1. Vegetation und Flora

Auch die Vegetation variiert, bzw. wandert über Raum und Zeit. Nach einer Kaltzeit emigrieren Arten aus ihren Refugien und breiten sich, ihren ökologischen Ansprüchen entsprechend, über Höhenstufen hinauf und Breitengrade hoch aus.

Die Vegetation der Eem-Warmzeit kann aufgrund von mindestens 41 Fundstellen in Europa gut beschrieben werden⁸² Erstaunlich ist die über weite Teile West- und Mitteleuropas gleichförmige Vegetationsabfolge. Alle Pollendiagramme zeigen eine deutliche Zonierung in **vier aufeinander folgende Waldentwicklungsphasen**:⁸³

- A. Die protokratische Phase (***Betula-Pinus*** oder **Birken-Föhre-Zone**) zu Beginn des Eems ist durch die Ausbreitung von *Betula* (Sektion *Albae* = Baumbirken) und *Pinus* (Föhren) gekennzeichnet; diese Bäume überdauerten reliktsch die Eiszeiten in Mitteleuropa und konnten sich sozusagen an Ort ausbreiten (Welten 1982a). Zu Anfang sind häufig auch *Salix* (Weide), *Juniperus* (Wachholder) und *Hippophaë* (Sanddorn) beteiligt.

Die Rohböden zu Beginn der Phase sind humusarm, aber zum Teil nährstoffreich, basisch bis neutral. Die Bodenentwicklung schreitet voran zu oft kalkreichen, aber noch stickstoffarmen Ah/C-Böden (Rendzina, Ranker).

Auch niederwüchsige Pflanzen erhalten viel Licht, weil hochwüchsige Gehölze erst allmählich einwandern. Eichenmischwaldgehölze, vor allem *Quercus* (Eiche) und *Ulmus* (Ulme), gewinnen im Verlauf

⁸¹ Vorlesung Oekologie und Naturschutzbiologie: Oekosystemare und globale Stoffkreisläufe (Ch. Körner 22.5.2002)

⁸² High Quality Sites (<http://www.meteo.uni-bonn.de/deutsch/sfba5/karten/sites.html>)

⁸³ Quelle, wenn nichts anderes angegeben, ist Lang 1994, 275ff.

der Phase an Bedeutung.

Die protokratische Phase der Eem-Warmzeit dauert gemäss Warvenzählungen in Bispingen/Luhe 750 Jahre (I Birkenzeit: 100, IIa Föhren-Birken-Zeit: 200, IIb Föhren-EMW-Zeit: 450)⁸⁴.

- B. Der 1. Teil der mesokratischen Phase (**Quercus-** oder **Eichen-Zone**) umfasst einen durch die Vorherrschaft von *Quercus* (Eiche), *Ulmus* (Ulme) und *Corylus* (Hasel) geprägten Zeitabschnitt, in dem sich auch *Alnus* (Erle) stärker entfaltet. Vorübergehend breitet sich auch *Taxus* (Eibe) stark aus⁸⁵.

Diese Phase des Eichenmischwaldes dauerte (in Bispingen/Luhe) mindestens 2000, wahrscheinlich aber 3000 Jahre.

- C. Der 2. Teil der mesokratischen Phase (**Carpinus** oder **Hagebuche-Zone**) zeichnet sich durch die Ausbreitung vor allem in Tieflagen Europas von *Carpinus* (Hagebuche) und den Rückgang der Eichenmischwald-Gehölze aus. *Picea*, zum Teil auch in den Phasen A. und B. schon vertreten, nimmt allmählich zu. Damit gelangen Schattholzarten zur Vorherrschaft. Allerdings sind die Jungpflanzen von *Carpinus* und *Picea* weniger schattentolerant, bzw. etwas mehr lichtliebend als *Fagus* (Rotbuche), die charakteristische Schattholzpflanze im Holozän, und *Abies alba* (Weisstanne).⁸⁶

Diese für das Eem besonders charakteristische Phase dauerte in Bispingen/Luhe rund 4000 Jahre.

Während der mesokratischen Phase formieren sich auf reifen Böden, etwa den beginnend entkalkten Schwarz- und Braunerden im so genannten "Klimaoptimum" zumindest in höheren Lagen geschlossene Wälder. Die lichtliebenden Pflanzen der vorhergegangenen kälteren Phasen werden auf Reliktstandorte (Ufer, Moore, Felsen, Gebirge) zurückgedrängt, weil sie am Boden der geschlossenen Wälder keinen ausreichenden Lichteinfall mehr erhalten.

- D. Die telokratische Phase (**Pinus-Picea**, bzw. **Föhren-Fichten-Zone**) ist durch die Ablösung der klimatisch anspruchsvolleren sommergrünen Laubgehölze durch Nadelgehölze, insbesondere *Pinus* (Föhre), ausgezeichnet. Meist ist auch *Betula* (Birke) wieder stärker vertreten. Am Ende des Interglazials erlangt *Pinus* die Vorherrschaft über *Picea* (Fichte oder Rottanne).

Bei sinkenden Temperaturen und für den Pflanzenwuchs weniger günstigen, verarmten, verdichteten und versauerten Böden (u.a. Podsole, Pseudogleye, Parabraunerden) kommt es zu verstärktem Moorwachstum und stellenweise zu Verheidung.

Die Phase dauert in Bispingen/Luhe mindestens 4000 Jahre, unter Einbeziehung der abschliessenden **Betula-Pinus**-Zeit unmittelbar vor dem Übergang zum Weichsel-Glazial aber wohl rund 6000 Jahre.

Die Veränderungen in der Vegetation und die Verschiebungen der Vegetationszonen, so wie sie in den Pollendiagrammen zum Ausdruck kommen, verläuft ähnlich wie die Entwicklung im Holozän⁸⁷. Sie ist auch mit früheren Interglazialen vergleichbar, abgesehen von einigen charakteristischen Unterschieden⁸⁸.

⁸⁴ Müller, 1974, 160.

⁸⁵ Es gibt Stationen am bayerisch-österreichischen Alpenland mit einem *Taxus*-Anteil von 65% (Zeifen, Samerberg); auch in Gondiswil beträgt der Maximalanteil 60%. Der massive *Taxus*-Vorstoss ist allerdings nur bei enger Probenentnahme nachzuweisen. Er findet sich in der Schweiz in verschiedenen Profilen (Meikirch II, Mondsee, Krumbach) nur schwach abgehoben, in anderen überhaupt nicht (Wegmüller 1992).

⁸⁶ May 1993, 165ff, zitiert in Wenzel 1998, 229.

⁸⁷ Die Hauptunterschiede zwischen Eem und Holozän sind: Die Hasel breitete sich im Riss/Würm-Interglazial meist erst nach der Eiche und Ulme aus. Die Buche erreichte im Eem deutlich niedrigere maximale Anteile als im zweiten Teil des Holozäns. Dafür trat die Hagebuche deutlich häufiger auf. Die Eibe konnte vor der Einwanderung der Tanne und Hagebuche z.T. mit beträchtlichen Prozentwerten registriert werden. Diese meist kurze, aber oft markante Eiben-Phase kann als kennzeichnendes Merkmal des Eem-Interglazials gelten (Burga et al. 1998). Die Pollenspektren sind für jedes Interglazial charakteristisch und abhängig nebst klimatischen Faktoren von den zufälligen Refugien, den Ausbreitungswegen und Verbreitungsgeschwindigkeiten sowie der Wettbewerbsfähigkeit der einzelnen Pflanzen ab.

⁸⁸ Die pollenanalytischen Unterschiede zum Holstein-Interglazial sind: Kein Auftreten mehr der Flügelnuss (*Pterocarya*); niederere Nadelholz-Anteile; stärker ausgebildete EMW- und Hagebuchen-Zeiten; im Holstein tritt die Eibe meist schon früh und über längere Abschnitte der Profile auf, aber oft mit geringeren maximalen Anteilen (Burga et al. 1998).

Innerhalb der Abfolge gibt es regionale Unterschiede, vor allem hinsichtlich der Nadelhölzer. Im Umkreis der Alpen entfaltet sich **Abies** (Weisstanne) massenhaft mit Schwerpunkt im zweiten Teil der mesokratischen Phase, offensichtlich auf Kosten von **Carpinus** (Hagebuche)⁸⁹. Wahrscheinlich begünstigen die luftfeuchten kühlen Lagen am Alpennordrand während des letzten Interglazials das tiefe Ausgreifen der Weisstanne in die submontane und kolline Stufe zum Nachteil der Hagebuche, die mehr warm-kontinentale Tieflagen bevorzugt⁹⁰. Das Areal von **Abies** erstreckt sich im Eem bis ins nördliche Mitteleuropa, also weiter nach Nordwesten als im Holozän. Das Areal von **Picea** (Rottanne) dehnte sich spätestens vom ersten Teil der mesokratischen Phase an über Mittel- und Nordeuropa aus⁹¹.

Was die Laubgehölze anbelangt, so ist im Vergleich zur Vegetationsentwicklung des Holozäns zunächst vor allem die Bedeutungslosigkeit von **Fagus** (Buche) bemerkenswert, wenn von Süd- und Südosteuropa abgesehen wird. Im Eem übernahm **Carpinus** (Hagebuche)⁹² die Rolle von **Fagus** und überzieht während langer Zeit weite Tieflandgebiete. Die Ursache wird hauptsächlich in der unterschiedlichen Lage der glazialen Refugien und daraus sich ergebenden wanderungsgeschichtlichen Verzögerungen gesucht. Im Vergleich zum Holozän sind in der letzten Warmzeit auch in den Schattholzphasen die Wälder offen gewesen. Ein weiterer Unterschied besteht in der zeitlichen Verbreitung von **Corylus** (Hasel) und den Eichenmischwaldbäumen **Quercus** und **Ulmus**. Während im Holozän **Corylus** den EMW-Gehölzen voraneilte, vor allem in Westeuropa, war es im Eem umgekehrt, indem sich **Corylus** erst einige Zeit nach **Quercus** und **Ulmus** ausbreitete. Im kontinentalen Bereich Mitteleuropas waren während der zweiten Hälfte der Eichenzone des Eem **Lindenwälder** weit verbreitet. Ausgedehntere Areale als heute wiesen auch einige immergrüne Gehölze auf: **Buxus sempervirens** (Buchsbaum) reichte während des Eem im Norden bis auf die Britischen Inseln und nach Norddeutschland, **Ilex aquifolium** (Stechpalme) im Osten bis Polen und offenbar sogar bis in die Nähe von Moskau⁹³. Unter den Wasserpflanzen besass u.a. **Trapa natans** (Gewöhnliche Wassernuss) ein weit nach Norden und Nordosten reichendes Areal.

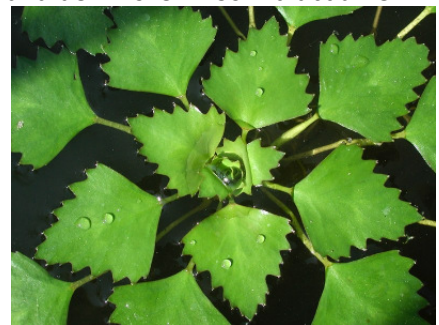


Abb. 14 Wassernuss (*Trapa natans*)
(Botanische Bilddatenbank Universität Basel)

Alle diese Befunde deuten darauf hin, dass im Verlauf der mesokratischen Phase des Eems die **Sommer- und Wintertemperaturen höher lagen als heute** und sich der subozeanische Klimabereich weiter ins Kontinentinnere erstreckte.

5.2. Fauna

Die Fauna der Eem-Warmzeit änderte sich mit zunehmender Bewaldung von einer Kalt- zu einer **Waldfauna**. Auslöser für die Verschiebungen in der Faunengemeinschaft ist nicht etwa die Temperaturveränderung, sondern die Art der Klimaverhältnisse. Der Wechsel vom kontinentalen zu einem atlantischen Klima war vermutlich die Hauptursache für die Wanderbewegungen und das sich ändernde Artenspektrum der Säugetierfauna. Dort, wo der Wechsel zwischen maritimem und kontinentalem Klima deutlich ausgeprägt war, lassen sich Glaziale und Interglaziale relativ gut trennen, wie beispielsweise in Mitteleuropa. Je weiter ein Gebiet von der Küste entfernt liegt, umso weniger zeichnen sich die beschriebenen Klimaschwankungen ab. Die Artenspektren der Säugetierfaunen ändern sich dort kaum.⁹⁴

Fundorte für Faunareste aus dem letzten Interglazial verteilen sich auf Travertinfundstellen, fossilführende See- und Flussablagerungen sowie auf Höhlen. Vertreter der Säugetierfauna sind⁹⁵:

⁸⁹ In den alpennahen Profilen von Eurach, Samerberg und Mondsee dominiert *Abies* klar über *Carpinus*. Die Anteile der Hagebuche übersteigen hier die 10%-Grenze nicht (Welten 1982).

⁹⁰ Welten 1982.

⁹¹ Wegmüller 1992.

⁹² Der Name der Hagebuche verweist, wie die in Deutschland gebräuchliche Bezeichnung Hainbuche und das lateinische *carpinus* auf Einhegung und Hecke, da das gute Ausschlagvermögen der Hagebuche zur Formung gestutzter Häge einlädt.

⁹³ Die östliche Verbreitungsgrenze in Europa der Stechpalme deckt sich ziemlich genau mit der 0°-Isotherme im Januar. Die Januar-Isotherme heute (gemäss Schweizerischem Mittelschulatlant von 1965) beträgt für Polen -2°C bis -4°C, für Moskau gar -11°C!

⁹⁴ Klostermann 1999, 163f.

⁹⁵ Die Artenliste basiert auf den erhaltenen und ausgegrabenen Knochenfunden. Sie stammen oft aus Fundstellen, welche auch von Menschen begangen worden sind. Sie ist stark selektioniert (z.B. Jagdfauna der Menschen) und repräsentiert nicht die natürliche Fauna (geschweige denn die Biomasse) der Eem-Warmzeit.

- Waldelefant (*Elephas (Palaeoloxodon) antiquus*)*: lebte vom Cromer-Komplex bis zum Ende des Eem-IG.⁹⁶
- Steppenelefant oder Altmammut (*Mammuthus trogontherii*): angepasst an Kaltsteppen und Tundragebiete; kam vom Cromer-Komplex bis zum Ende des Eem-IG vor.⁹⁷
- Höhlenbär (*Ursus spelaeus*), erreichte sein Existenzmaximum während des Eem-Interglazials.⁹⁸
- Braunbär (*Ursus arctos*)
- Merck'sches Nashorn oder Waldnashorn (*Stephanorhinus kirchbergensis (Rhinoceros Merckii)*)*: breite und niedrige Backenzähne zeigen Bevorzugung von warmzeitlichen Buschwäldern; starb am Ende des Eem-IG aus⁹⁹; nachgewiesen in den eemzeitlichen Ablagerungen von Feuerthalen/Fluringen bei Schaffhausen¹⁰⁰, – mit Schnittspuren an einem Halswirbel – in Rabutz bei Halle¹⁰¹, oder mit 300 Waldnashornresten in El Castillo (E)¹⁰².
- Breitstirnelch (*Alces latifrons*), Bewohner von feuchten Wald- und Sumpfreionen
- Riesenhirsch (*Megaloceros giganteus*), ein Bewohner lichter Wälder und krautreicher Steppen
- Damhirsch (*Cervus dama*)*
- Rothirsch (*Cervus elaphus*): an Laub- und Grasnahrung aus Waldgebieten gewöhnt
- Reh (*Capreolus capreolus*)*
- Wildschwein (*Sus scrofa*)*
- Ur oder Auerochse (*Bos primigenius*) in Auenwäldern und in lichten Wäldern trockener Standorte
- Pferde (*Equus* sp.): nicht zahlreich, aber regelmässig vorhanden, ein Hinweis auf relativ lichte Wälder und offene Flächen¹⁰³
- *Arvicola terrestris* ssp. *A**, eine Schermausart typisch für das Eem-Interglazial

Bemerkenswert ist das von Süden her über den Kontinent hinweg bis auf die Britischen Inseln reichende Vorkommen des wärmebedürftigen

- Flusspferdes (*Hippopotamus amphibius*)*.

Auch in Europa verbreitet waren die ebenfalls wärmebedürftigen

- Europäischen Sumpfschildkröten (*Emys orbicularis*)*
- Wasserbüffel (*Bubalus murrensis*).¹⁰⁴*

Das Vorkommen von Flusspferden und Wasserbüffeln setzt milde Winter voraus und kennzeichnet Klimaabschnitte mit starkem atlantischem Einfluss. Sie müssen an Gewässern in den Flusslandschaften gelebt haben, die im Winter nicht zufroren und die den Tieren Schutz vor der Kälte boten. Rezent kommen beide in tropischen und subtropischen Regionen vor.

Zudem ist der Lebensraum von Tieren, die sich heute in ihr alpines Reliktareal zurückgezogen haben, während des Eems weiter verbreitet:

- Steinbock (*Capra ibex*)
- Gämse (*Rupicapra rupicapra*)

Diese beiden Wildziegenarten kamen weit entfernt vom alpinen Raum vor, so etwa im Rheinischen Schiefergebirge.¹⁰⁵

Die mit einem Stern * bezeichneten Arten können als Klimaindikatoren für die Eem-Warmzeit betrachtet werden, im Gegensatz zu anderen klimatisch indifferenten Arten. Allerdings können nicht einzelne Tierarten, sondern nur das gesamte Faunenspektrum Hinweise über die jeweiligen Klimaverhältnisse Auskunft geben.¹⁰⁵

Als eine von mehreren Ursachen für postulierte lichte Wälder wird das Vorhandensein von grossen Herbivoren wie Nashörnern und Elefanten, die ständig für lichte Stellen im Wald sorgten, angenommen.¹⁰⁶

⁹⁶ Klostermann 1999, 165

⁹⁷ Klostermann 1999, 166

⁹⁸ Klostermann 1999, 172

⁹⁹ Klostermann 1999, 167

¹⁰⁰ Das warmzeitliche Merck'sche Nashorn gilt als europäisch-endemisches Faunenelement, im Gegensatz zum kaltzeitlichen Wollnashorn (*Coelodonta antiquitatis*), welches als Einwanderer während der ersten grossen Kaltzeit in Mitteleuropa gilt (Hünemann 1998).

¹⁰¹ Soergel 1920, 11, zitiert in Wenzel 1998, 209.

¹⁰² in Schichten, die den MISS 5e bis 5c zugeordnet werden, so dass es sich zum Teil um Steppennashörner handelt (Straus 1992, 45, zitiert in Wenzel 1998, 232).

¹⁰³ Wenzel 1998, 229

¹⁰⁴ Koenigswald von & Heinrich 1996

¹⁰⁵ Hünemann 1987, 163f.

¹⁰⁶ Verschiedene Autoren, zuletzt May 1993, zitiert in Wenzel 1998, 229.

Mit dem Ausklingen der Eem-Warmzeit verschwinden der Waldelefant und das Merck'sche Nashorn, sowie mit ihnen der Wasserbüffel und wahrscheinlich auch das Flusspferd endgültig aus Europa, während die übrigen grossen Huf- und Raubtiere den längsten Teil des letzten Glazials überdauern.¹⁰⁵

Insgesamt steckt die archäozoologische Forschung des Eems noch in den Kinderschuhen.¹⁰⁷

5.3. Menschen

Gibt es einen Zusammenhang zwischen den ökologischen Bedingungen der letzten Warmzeit auf die in Europa lebenden Menschen? Wie lässt sich Kultur und Lebensunterhalt unter warmzeitlichen Bedingungen des Eems beschreiben?

5.3.1 Materielle Kulturen

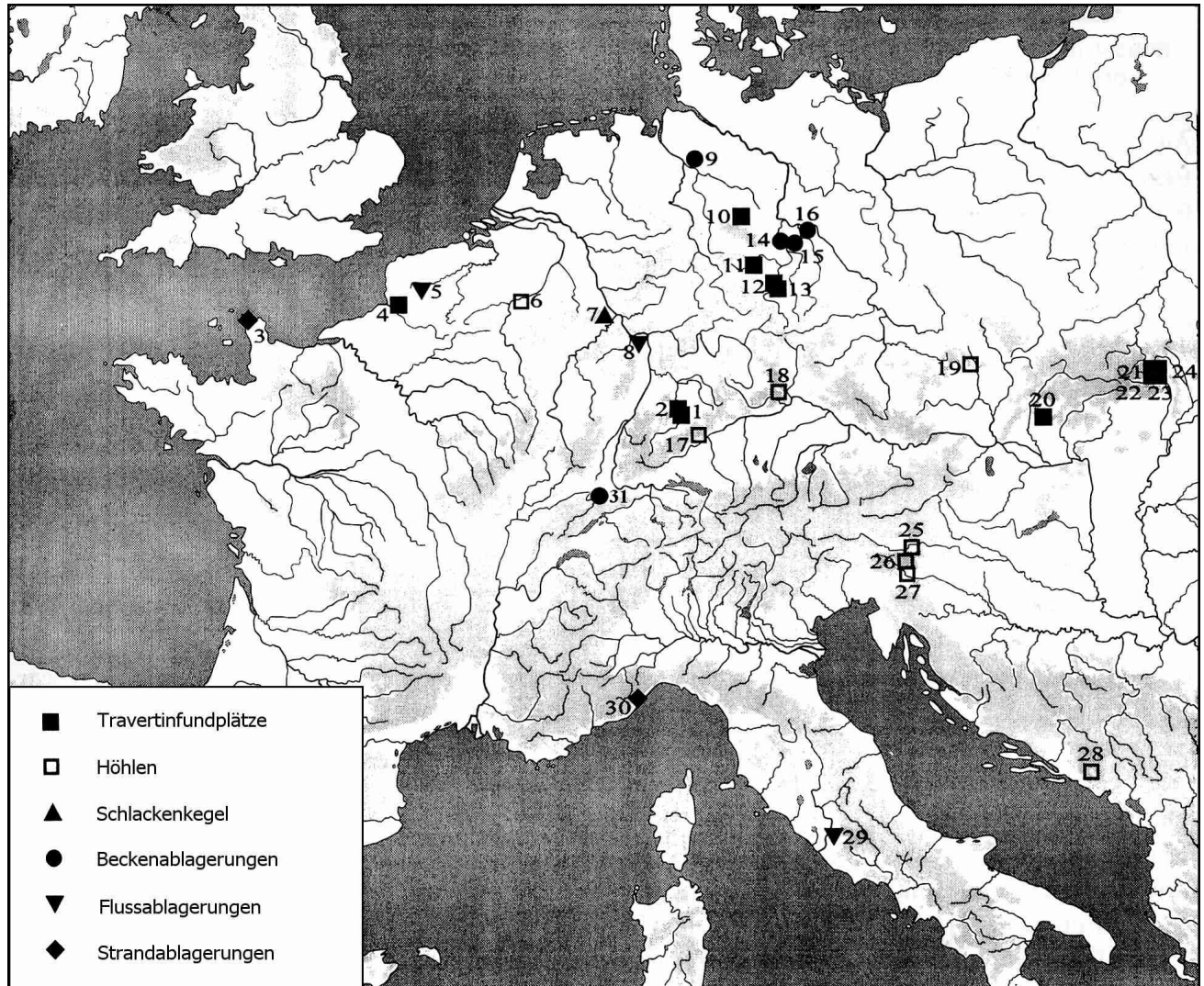


Abb. 15: Fundstellen aus der letzten Warmzeit (Stadium 5e) mit Belegen für die Anwesenheit von Menschen

1 Stuttgart-Untertürkheim; 2 Stuttgart-Bad Cannstatt, Seelberg; 3 Port Racine; 4 Caours; 5 Seclin; 6 Sclayn; Schicht XI (?); 7 Tönchesberg 2B 8 Wallertheim; 9 Leheringen; 10 Steinmühle bei Veltheim; 11 Burgtonna; 12 Weimar, Parktravertin; 13 Taubach; 14 Rabutz; 15 Grabschütz (?); 16 Gröbern; 17 Vogelherd, Kultur der Höhlensohle (?); 18 Sesselfelsgrötte, Schicht O (?); 19 Kulna-Höhle, Schicht 11; 20 Bojnice III; 21 Gánovce; 22 Hôrka-Ondrej, C1, Schicht 12; 23 Hranovnica-Hincava(?); 24 Beharovce-Sobotisko (?); 25 Vindija, Komplex K; 26 Krapina, Schicht 2-4; 27 Veternica-Höhle, Schicht j; 28 Crvena Stijna, Schicht XXIX-XVIII; 29 Saccopastore; 30 Balzi Rossi (bei Mentone), Zona dell'ex-Casino; 31 Alle, Noir Bois (ergänzt nach Wenzel 1998, Abb. 1)

Weitaus reichhaltigste Belege für die Präsenz von Menschen sind deren materielle Hinterlassenschaft in Form von lithischen Artefakten. Für das Eem-Interglazial sind mindestens 31 Fundstellen belegt, 25 davon ohne

¹⁰⁷ Vortrag Sabine Gaudinski im Kränzli, 2003.

Fragezeichen bezüglich ihrer zeitlichen Stellung.¹⁰⁸ Es handelt sich um Fundorte, wo die beschriebenen geologischen Voraussetzungen gegeben sind; ihre Verteilung ist also nicht repräsentativ für die Verbreitung der eemzeitlichen Hominiden (Neandertaler). Eine dichte, daten- und quellenreiche Beschreibung von 19 Fundstellen in Mitteleuropa ist in der Dissertation von Stefan Wenzel (1998) zu finden.

Die 31 Fundstellen der letzten Warmzeit teilen sich anzahlmässig wie folgt auf geologische Ablagerungsbedingungen auf: 12 Travertinfundplätze, 8 Höhlen, 1 Schlackenkegel, 4 Beckenablagerungen, 4 Flussablagerungen und 2 Standablagerungen.

Die Travertinfundstellen erstrecken sich in einer Art von Gürtel von Deutschland bis ins Karpatische Becken. Travertin wird auch im Tal der Somme gefunden; die Datierung der archäologischen Station bei Caours ins Eem wird allerdings von Tuffreau et al. 1981 bestritten.¹⁰⁹

An der Küste von Cotentin in der Normandie gibt es vier Stationen mit archäologischen Zeugnissen, welche aufgrund ihrer absoluten Höhe über Meer als Eemische Strandablagerungen interpretiert werden können (Gouberville, Saint-Vaast-la-Hougue, Saint-Germain-des Vaux/Port Racine, Treauville). Das Alter von Humusschichten über den Strandablagerungen von Saint-Germain-des-Vaux ist auf TL 106+/- 10 ka datiert.

Zeugnisse menschlicher Präsenz sind in Westeuropa selten; sie fehlen in Grossbritannien und (aus erwähnten geologischen Gründen) in den Niederlanden.

Für einige Fundstellen ist eine relativ-chronologische Einordnung aufgrund der Pollen und Makroreste, sowie dem Vorhandensein der Schnecke *Helicigona banatica* in der wärmsten Pollenzone 4 möglich.

Waldentwicklungsphasen (Lang 1994)	Pollenzone (Litt 1990)	Fundsichten der letzten Warmzeit						
D. telokratische Phase: Föhren- Fichten-Zone	7 Föhren	Gánovce, Schicht 3			Tönches- berg 2B			
	6b Föhren-Fichten-Tannen							
C. mesokratische Phase 2. Teil: Hagebuchen- Zone	6a Hagebuchen-Tannen							
	5 Hagebuchen							
B. mesokratische Phase 1. Teil: Eichen-Zone	4b Hasel-Eiben-Linden	Taubach, unterer humoser Sand	Gánovce, Schicht 2	Lehringen		Gröbern	Rabutz	
	4a Eichenmischwald- Hasel							
A. protokratische Phase: Birken- Föhren-Zone	3 Föhren-Eichenmischwald	Taubach, Knochen- sand	Gánovce, Schicht 1	Hôrka-Ondrej, C1, Sch. 12				
	2 Föhren-Birken							
	1 Birken							

Tabelle 2 Die chronologische Position einiger Fundsichten der letzten Warmzeit. (Nach Wenzel 1998, Abb. 105, Pollenzonen nach Litt 1990 (zitiert ebenda.); ergänzt um Waldentwicklungsphasen (Lang 1994); Zeilenhöhe annähernd proportional zu Warvenjahren von Bispingen / Luhe (Müller 1974))

Die Artefaktkulturen der letzten Warmzeit sind dem Micoquien und dem Moustérien zuzuordnen. Sie gehören an den Anfang des Mittelpaläolithikums im engeren Sinn (120 – 40 ka), welches in Europa mit dem klassischen Neandertaler in Verbindung gebracht wird. Schon ab 150 ka kann von einem frühen Mittelpaläolithikum gesprochen werden.¹¹⁰ Das Steingeräteinventar der Fundstellen, die in das MISS 5e datiert werden, weder in

¹⁰⁸ Nach Wenzel 1998 + Alle, Noir Bois und Pré Monsieur. Roebroeks et al. 1992 nennen als weitere Stationen des Letzten Interglazials Neumark-Nord und Saint-Sauveur im Tal der Somme (Antoine 1990, zitiert in Roebroeks et al. 1992). Zu Saint-Sauveur ist in der Zwischenzeit eine Publikation erschienen von Antoine, P., A. Munaut, T. van Kolfschoten & N. Limondin (1995) Une occupation du Paléolithique moyen en contexte fluvial dans la séquence de la très basse terrasse de la Somme à Saint-Sauveur (Somme). In: Bulletin de la Société Préhistorique Française, 92, 2, 201-212. Weitere letztinterglaziale Fundstellen sind aus den russischen Ebenen bekannt (Praslov 1984; Hoffecker 1987; Hoffecker, Baryshnikov, and Potapova 1991; zitiert in Roebroeks et al. 1992). Nicht berücksichtigt sind die Stationen des Krumlovien, einer seltenen Eem-Kultur (Vorlesung J.M. Le Tensorer zum Mittelpaläolithikum, WS 2002/03; Martin Oliva (1988) Krumlovien. In: A. Leroi-Gourhan, Dictionnaire de la préhistoire).

¹⁰⁹ Speleers 2000, 288.

¹¹⁰ Vorlesung J.M. Le Tensorer (WiSe 2002/03) Das Paläolithikum in Europa: Mittelpaläolithikum II (Moustérien und Micoquien)

Hinblick auf die Grundformproduktion noch in Hinblick auf die modifizierten Artefakte auf. Es gibt keine typischen Artefakte, mit welchen die Fundstellen des Eems datiert werden könnten.¹¹¹

Das **Micoquien** ist eine späte altpaläolithische Kultur mit Faustkeilen oder eine Prä-Moustérienkultur ohne Levallois ab 300 ka. 90% der Fundstellen befinden sich in Mitteleuropa, vor allem in Süddeutschland. Diese werden zeitlich zwischen das Eem und die Hauptphase der Würm-Vereisung (Würm I von Bordes) gestellt, also zwischen 130 bis 50 ka datiert. Bosinski spricht von der "Keilmesser-Kultur", der "Keilmesser-Gruppe" und von "Micoque-Keilen" (asymmetrischen Faustkeilen); deren Definition basiert auf Bockstein III.¹¹⁰

Innerhalb des **Moustérien** gibt es eine Reihe von unterschiedlichen Kulturen, für welche jedoch, wie Bordes schon festhielt, mit Ausnahme des MTA (50-45 ka) keine chronologische Entwicklung feststellbar ist. Es ist lediglich eine gewisse kulturellen Differenzierung nach Region erkennbar.¹¹²

Das Moustérien während der Eem-Warmzeit wird noch dem Prä-Moustérien zugeordnet. Leider lassen sich die Formengruppen des Moustérien während des Eem-Interglazials kaum weiterverfolgen, da Bodenbildungen wie erwähnt durch nachfolgende Erosionsprozesse oft zerstört worden sind.

Die Zugehörigkeit der Moustérien-Formengruppen während des Eems ist deshalb insbesondere im klassischen Gebiet **Südwestfrankreichs** schlecht belegt. Es *könnten* dazu gehören:

- das typische Moustérien (Noir Bois, Alle)
- das Moustérien Typ Quina und Proto-Quina (200 – 40 ka)
- das Moustérien Typ Ferrassie
- das Moustérien mit gezähnten Stücken.

Auffallend sind **kleindimensionale Industrien**. In Pré Monsieur kommen Mikro-Levalloiskerne vor, die an das Asinipodien von Pech de l'Azé IV erinnern.¹¹⁰ Nördlich der Alpen erscheinen kleindimensionale Industrien immer in Interglazialen i.w.S. (Bilzingsleben und Vértesszöllös für das Mittelpleistozän und Taubach, Weimar, Gánovce, Ondřej, und Tata für das Jungpleistozän). Verschiedene Erklärungen wurden vorgeschlagen – von kulturellen/stilistischen bis zu adaptiven.¹¹³ In Pré Monsieur und Pech de l'Azé IV kann der Grund nicht im Rohstoffmangel bestehen.¹¹⁰

Das **Moustérien mit gezähnten Stücken** ist in Südfrankreich häufig und kann mit Sedimenten mit viel Baumpollen, also mit gemässigten Perioden (5e, 5c, 5a; für Combe Grenal in den Interstadialen von MIS 3) korreliert werden. Die zahlreichen gezähnten und gekerbten Stücken könnten etwas mit Holzbearbeitung zu tun haben. Diese Hypothese kann allerdings aufgrund von mikroskopischen Spurenanalysen nicht schlüssig bestätigt werden.¹¹⁰

In **Deutschland** gehören zu den Kulturen des Eem und danach¹¹⁰:

1. Moustérien de tradition acheuléenne (MTA): dreieckige oder herzförmige FSK, sehr selten (z.B. Achenheim IVc in rotbraunem und in IVa sandigem Löss¹¹⁴), wesentlich älter als in Südfrankreich, wie in Nordfrankreich
2. Micoquien (Eem bis Hauptphase der Würm-Vereisung), wahrscheinlich gleichzeitig wie MTA
 - Inventartyp Bockstein III ("Am ehesten wäre an eine Einordnung des Inventartyps Bockstein an das Ende des Eem und den Anfang der Würm-Eiszeit zu denken."¹¹⁵)
3. Moustérien sensu stricto, d.h. keine FSK, va. in Süddeutschland
 - Inventartyp Balve IV (Levallois, reich an Klingen, in Achenheim V in gemässigte Schwankung innerhalb der frühen Würm-Eiszeit¹¹⁶)
 - Inventartyp Rheindahlen
 - Inventartyp Kartstein (in Achenheim III, mit kältebeständigerer Fauna, aber auch Biber, Wildschwein, Reh und sogar Waldelefant¹¹⁶)

Die Moustérien-Funde im westlichen Mitteleuropa sind, soweit Tierknochen gefunden wurden, stets von "kalter" Fauna begleitet.¹¹⁶

¹¹¹ Wenzel 1998, 225.

¹¹² Vorlesung J.M. Le Tensorer (SoSe 2002) Einführung zur Evolution des Menschen: biologische und kulturelle Aspekte.

¹¹³ Roebroeks et al. 1992, 575.

¹¹⁴ Bosinski 1967, 76f., 138.

¹¹⁵ Bosinski 1967, 52.

¹¹⁶ Bosinski 1967, 68-70.

Die mitteleuropäischen Stationen im Travertin werden oft unter dem Begriff **Taubachien** zusammengefasst. Das Typenspektrum enthält ausser den dominierenden, jedoch oft wenig typischen Schabern, viele gezähnte und gekerbte Stücke, ferner jungpaläolithische Typen und vereinzelt beidflächig bearbeitete Artefakte.¹¹⁷

In die Übergangsperiode von Stadium 5e zu 5d datiert die Fundschicht **Tönchesberg 2B**. Die botanischen und tierischen Überreste weisen auf eine Besiedelung in einer Phase offener Graslandschaft mit vereinzelt Föhren und Fichten. Die Fundkomplexe (*Assemblages*) von Tö2B stammen aus einem dunkelbraunen humosen Kolluvium, welches einen interglazialen Boden des Eems überlagert. Die humosen Sedimente oberhalb der Parabraunerde sind umgekehrt magnetisiert, was mit dem *Blake Event* korreliert wird. Das *Blake Event* war ein Ereignis, das etwa 6000 Jahre gedauert hat und in die Übergangszeit zwischen die Stadien 5e und 5d fällt.¹¹⁸ Für eine Zuordnung der Fundschicht in die Übergangszeit, und gegen eine eindeutige Zuordnung zu Stadium 5d, spricht das Vorkommen von Damhirsch und vom Steppennashorn. Im oberen Bereich des interglazialen Bt-Horizontes und im unteren Teil der humosen Schicht, bzw. im Bleichhorizont dazwischen, wurden zahlreiche Holzkohle von Schlehdorn (*Prunus spinosa*), Kirschbaum (*Prunus cf. Avium*) und Weissdorn (cf. *Crataegus*) und seltener solche von Eiche, Ulme und Ahorn gefunden.¹¹⁹ Bei den Faunaresten handelt es sich um: Ur (*Bos primigenius*) (50 bestimmte Reste / 4 Mindestindividuenzahl), Rothirsch (*Cervus elaphus*) (32/3), Pferd (*Equus sp.*) (21/2), Rotfuchs (*Vulpes vulpes*) (21/1), Steppennashorn (cf. *Dicerorhinus hemitoechus*) (9/1), Damhirsch (cf. *Dama dama*) (4/2), Luchs (*Lynx lynx*) (5/1), Europäischer Wildesel (*Equus hydruntinus*) (1/1), Hyäne unbestimmt (*Hyaenidae indet.*) (1/1).¹²⁰ Sehr zahlreich sind die in Tö2B gefundenen Rothirschabwurfstangen. Bearbeitungs- und Gebrauchsspuren sind nicht vorhanden. Einige Geweihfragmente sind verbrannt. Geweihe von jungen Tieren sind selten, was dafür spricht, dass die Abwurfstangen von Menschen gesammelt wurden.¹²¹

In Tönchesberg 2B kommen unter den 561, zu 83% aus Quarz hergestellten Steinartefakten einige Grundformen vor, die als **Klingen** angesprochen werden können. Diese bestehen vorwiegend aus feinkörnigem Quarzit des Tertiärs und wurden durch bipolaren Abbau und Abbau in mehrere Richtungen gewonnen.¹²²

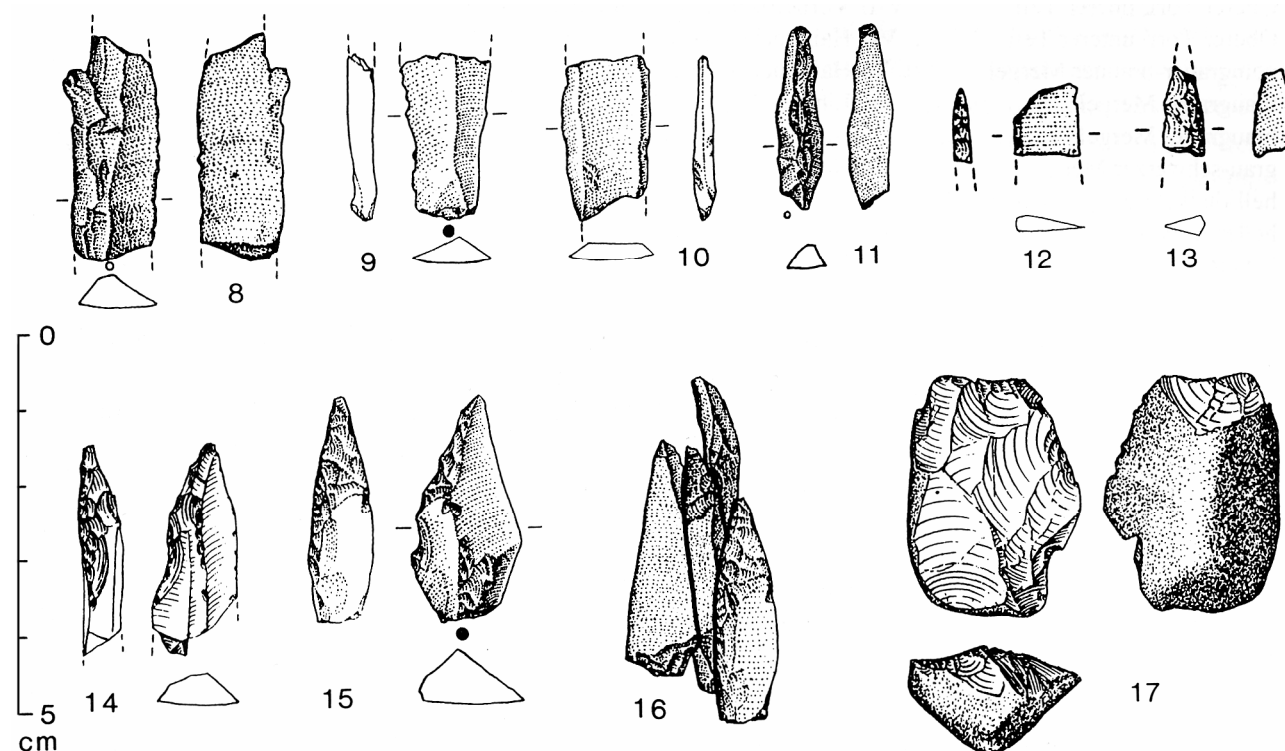


Abb. 16 Tönchesberg 2B: 8-10 Klingenfragmente; 11 Kernkantenklingenfragment; 12-13 Fragmente rückenretuschierter Lamellen; 14 Rückenspitzenfragment; 15 Rückenspitze; 16 Sequenz von Abschlügen; 17 präparierter Kern (Conard 1992 in Wenzel 1998, Abb. 89)

¹¹⁷ Herrmann / Ullrich 1991, 340.

¹¹⁸ Becker, Boenigk und Hentsch 1989; Tucholka et al. 1987; zitiert in Wenzel 1998, 189.

¹¹⁹ Bittmann in Hentsch et al. 1990, 54; Conard 1992, 23; beide zitiert in Wenzel 1998, 190.

¹²⁰ Conard 1992, Tab. 15; zitiert in Wenzel 1998, 190.

¹²¹ Conard 1992, 97ff., zitiert in Wenzel 1998, 190f.

¹²² Conard 1992, 88, zitiert in Wenzel 1998, 225; Vortrag N. Conard im WiSe 1998/99 an der Uni Basel

In ähnlicher stratigrafischer Lage wie Tönchesberg 2B und zusammen mit Holzkohlen und Laubbäumen wurde in **Rheindahlen B1** eine mittelpaläolithische Fundschicht angetroffen, in der ebenfalls Klingen vorkommen.¹²³ Allerdings ist eine Gleichzeitigkeit zwischen den Holzkohlen und der Aufsuchung des Platzes durch Menschen fraglich; im Hangenden der Fundschicht Rheindahlen B1 fehlen gut gegliederte Humuszonen, so dass die Stellung von Rheindahlen B1 innerhalb des MIS 5 nicht genau angegeben werden kann. Ein Bezug der Funde von Tönchesberg 2B zu der wesentlich späteren, durch eine ausgeprägte Klingentechnik gekennzeichneten mittelpaläolithischen Formengruppe, die im Stadium 5c in Nordwesteuropa auftritt, ist nicht deutlich erkennbar.¹²⁴

Ohne Parallelen in der letzten Warmzeit sind in Tönchesberg auch die Rückenspitzen und Lamellen mit gestumpften Rücken (Abb. 16, 12-15). Entsprechungen gibt es in Fundplätzen aus Stadium 5c, die durch eine ausgeprägte Klingentechnik charakterisiert sind, wie **Seclin** Schicht D7-D2¹²⁵ oder **Lailly / Le Domaine de Beauregard**, Schicht B¹²⁶.

Conard sucht für Tönchesberg B2 und drei andere Stationen aus dem Letzten Interglazialkomplex nach möglichen Erklärungen für die Herstellung von Klingen, wie Verfügbarkeit verschiedener lithischer Rohmaterialien. Offenbar ist eine direkte Korrelation zwischen physischer und kultureller Entwicklung nicht zwingend. Mittel- und jungpleistozäne Hominiden lebten unter sehr unterschiedlichen Umweltbedingungen, was grosse Flexibilität erforderte. Die verschiedenen Muster innerhalb und zwischen den Industrien widerspiegeln, teilweise, die verschiedenen Antworten auf die jeweiligen Situationen, betont Conard.¹²⁷

Aus dem Eem-Interglazial gibt es einige wenige **Holzgeräte**, u.a. eine 1948 geborgene, etwa 2,4 m lange Eichenholzlanze von Lehringen bei Verden a. d. Aller mit einer sorgfältig zugearbeiteten, im Feuer gehärteten Spitze. Mit dieser Stoßlanze war vor rund 120 ka ein Waldelefant erlegt worden.¹²⁸

Für die **Schweiz** sind in den letzten fünf Jahren Auswertungen für zwei Fundstellen bei Pruntrut nördlich der Jurakette veröffentlicht worden, welche auf eine menschliche Begehung im Eem-Interglazial hinweisen. Die beiden Freilandstationen Pré Monsieur und Noir Bois in der Gemeinde Alle (JU) wurden 1992 und 1990 anlässlich des Autobahnbaus der Transjurane und auf der Suche nach einer gallorömischen Strasse entdeckt. Die antike Strasse wurde später unter der Eisenbahnlinie gefunden. Offenbar zogen allerdings schon sehr viel früher an dieser Strecke Menschen vorbei und schlugen in der ressourcenreichen Gegend ihre Lager auf. Die Umgebung ist reich an Silex von relativ guter Qualität, welcher leicht zugänglich gewesen sein muss.¹²⁹

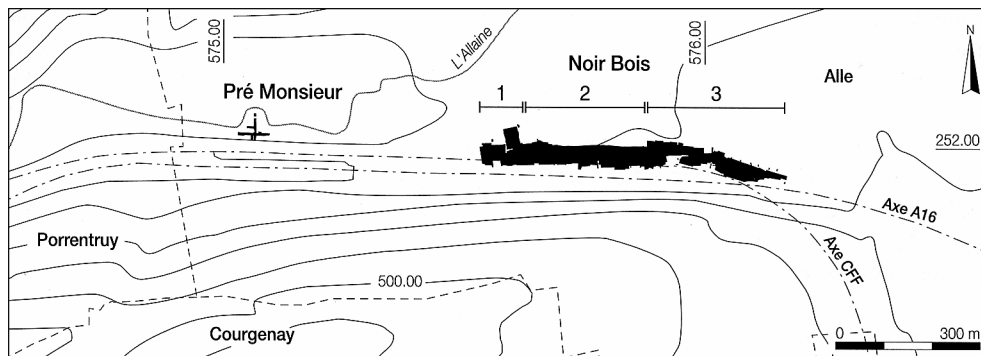


Abb. 17 Topografische Lage und Umfeld der Stationen Pré Monsieur und Noir Bois¹³⁰

Der Fundplatz von **Pré Monsieur** liegt in einem Mäander der Allaine auf 434 m ü.d.M. Auf einer Grabungsfläche von 376 m² wurden 1992 und 1993 mehr als 100'000 Silexartefakte des Moustériens ausgegraben. Die über 6'000 Kerne, die getesteten Knollen und gegen 20'000 Kortexabschläge aus zumeist lokalen Silexvarie-

¹²³ Bosinski 1966; Thieme 1983; Klostermann / Thissen 1995, 49; zitiert in Wenzel 1998, 225.

¹²⁴ Fundplätze dieser Gruppe sind Rocourt (B), Seclin, Schicht D7-D2 (F), Riencourt-lès-Bapume, Schicht CA (F) (van Vliet-Lanoë, Tuffreau und Cliquet 1990, zitiert in Wenzel 1998, 225) und vielleicht auch Wallertheim, Schicht D (Conard et al. 1995b, 21, zitiert in Wenzel, 1998, 225).

¹²⁵ Tuffreau et al. 1994, Abb. 21, 9, zitiert in Wenzel 1998, 226.

¹²⁶ Locht / Ferdouel 1994, Abb. 92, 4,6, zitiert in Wenzel 1998, 226.

¹²⁷ Conard 1990.

¹²⁸ Thieme 1996.

¹²⁹ Stahl Gretsche / Detrey 1999, 183. In gewissen Zonen von Pré Monsieur zeigen sich die Knollen noch in ursprünglicher Position im Kalk des Kimmeridgien (östlich der Station und in der "Wiesenzone") (Aubry in Stahl Gretsche, Detrey et al. 1999, 19).

¹³⁰ Aubry et al. 2000, Fig. 4.

täten lassen die Fundstelle als Silexschlagplatz erkennen. Die im Verhältnis zu den obigen Angaben relativ geringe Anzahl von 3'099 Werkzeugen weist darauf hin, dass ein beträchtlicher Anteil der Geräte und Halbfabrikate ausgeführt worden ist, womit die Funktion der Fundstelle bestätigt wird¹³¹.

Es werden zwölf Schichten in der zentralen, Hang- und Wiesenzone unterschieden, die alle ein allgemeines Schichtrutschen erfahren haben. Die Form des *Bedrocks*, insbesondere die Dolinen, wirkte für gewisse als Sedimentfalle und schützte sie so vor Erosion. Sie können aufgrund einer Rekonstruktion der Ablagerungsbedingungen relativchronologisch, aber nicht absolut datiert werden. Rund die Hälfte aller Artefakte und 60% der Werkzeuge wurden aus der kolluvialen Schicht 2 geborgen, welche unmittelbar unter dem heutigen Oberboden liegt. Die Silexabschläge in den darunter liegenden Schichten (schwarze Schicht, Schicht 4 und 2b) liegen zwar in sekundäre Position, wurden aber wenig weiter umgelagert.¹³² Die Werkzeuge zeigen keine Spuren von Vereisung, im Gegensatz zum Ausgangsmaterial. Sie wurden also vor einer erosiven Phase und nicht während einer Periode mit Lössablagerung (kalt und trocken) eingetragen.¹³³

Einige wenige (299) Artefakte waren aus ortsfremdem Silex (aus der Jurakette, dem Tal der oberen Doubs oder dem Rheinufer herkommend) hergestellt worden. Es handelt sich u.a. um die relativ grossen Knollen aus Bendorf (15 km nördlich), Sancey-le-Long (41 km südöstlich), St Vit (68 km südöstlich). Die Silexvarietäten von Alle finden sich nicht in anderen Moustérien-Stationen der Region (gleichwie der Silex von Lains nur in Gigny und derjenige von Etrelles nur in den Stationen um Vesoul angetroffen werden). Die Moustérien-Stationen scheinen also relativ unabhängig voneinander gewesen zu sein. Einzig die Materialien von Glamondans an der Doubs und von Löwenburg könnten Handelsobjekte oder gemeinsamer Steinbruch für Moustérien-Leute gewesen sein, die an verschiedenen Orten siedelten.¹³⁴

Die 3'099 Werkzeuge (*outils*) sehen sich für mehrere Schichten typologisch sehr ähnlich und können ausschliesslich dem Typischen Moustérien mit zahlreichen Schabern und Kerbstücken zugeordnet werden.

Technologisch und typologisch lassen sich die 20 Schichten zu drei Ensembles zusammenfassen:

- Ensemble A (rund 90'000 Artefakte): mehrphasig angewandte Levallois-Methode, was zu Objekten abnehmender Grösse führt. Die Mikro-Levalloiskerne erinnern an das Asinipodien von Pech' de l'Azé IV.¹¹⁰ Der verwendete Rohstoff ist zerklüftet. Schaber vom so genannten Rheinlandtyp zeichnen das Ensemble aus: Schräg- und Winkelschaber, sowie Bogenspitzen. Die Besiedelungsphase wird ins Eem eingestuft.
- Ensemble B (rund 3'000 Artefakte): Die Levallois-Methode wurde nur einphasig angewandt (*non dégressif*). Der verwendete Rohstoff ist feinkörnig und ohne Risse und muss aus einem späteren Aufschluss stammen. Dieses Material weist im Allgemeinen eine Eisen- und Manganverkrustung auf, welche nach der Produktion erfolgt ist. Die Besiedelungsphase fällt wahrscheinlich in die ältere Würm-Eiszeit.
- Ensemble C (rund 10'000 Artefakte): ähnliche Abbaumethode wie in Ensemble A. Besiedelungsphase wird ebenfalls ins Eem eingestuft.

Obwohl die Fundobjekte verlagert wurden, scheint die ursprüngliche Verteilung ein wenig erhalten zu sein: die Gruppierungstendenz von Abschlägen und Kernen im Gegensatz zu den Geräten spricht dafür.

Vereinzelte kommen Klingen vor, allerdings nicht wie in Seclin, Rheindahlen oder Wallertheim in einem Kontext differenzierter Produktionen und nicht mit dem einen oder anderen Nukleustyp assoziierbar. Die Klingenproduktion scheint in Pré Monsieur, bis auf zwei „Kernkantenabschläge“ (*lames à crête*) aus Schicht B opportunistisch gewesen zu sein. Ein Teil der laminaren Produkte ist Resultat der Levallois-Technik.: es handelt sich im seltenen Fall um eigentliche Klingen und im häufigeren Fall um „ausgreifende Abschläge“ (*éclats débordants*).

¹³¹ Eigene Interpretation aufgrund Typentabelle in Stahl Grets, Detry 1999, 135.

¹³² Aubry in Stahl Grets, Detry 1999, 42.

¹³³ Aubry in Stahl Grets, Detry 1999, 43.

¹³⁴ Jeanne Affolter in Stahl Grets, Detry 1999, 47-57.

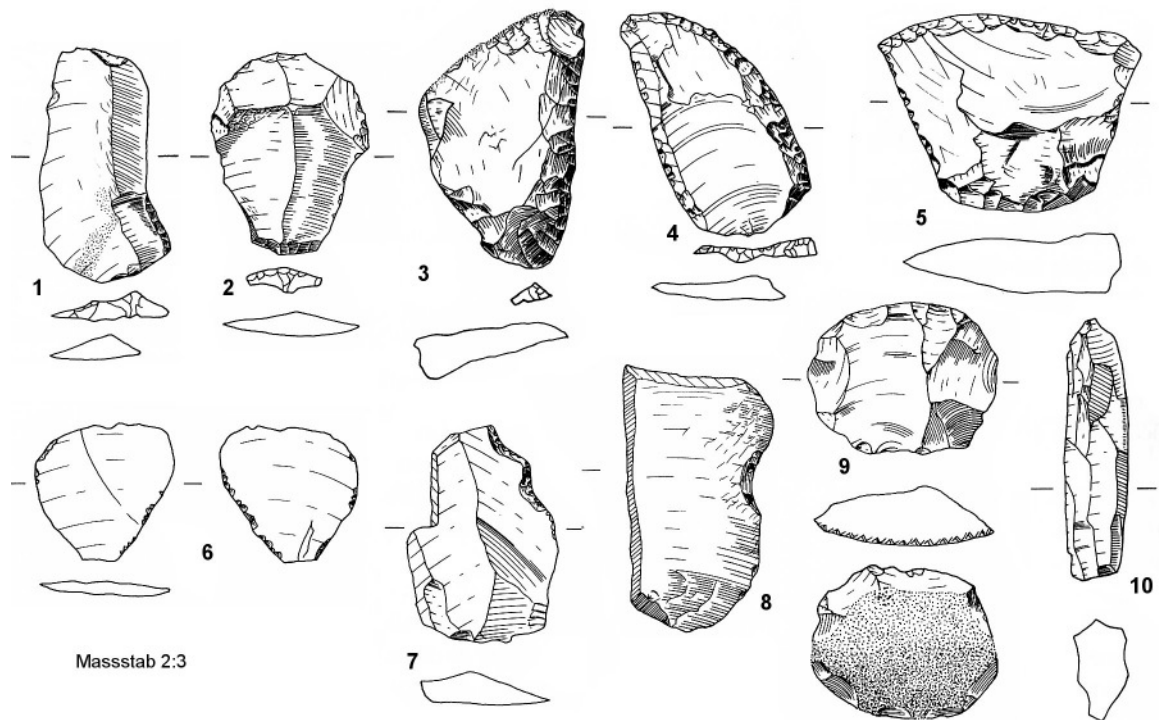


Abb. 18 Pré Monsieur, Ensemble A: 1 Klinge; 2 typischer Levallois-Abschlag; 3 Geradschaber; 4 Bogenspitze; 5 Winkelschaber; 6 Steilschaber (raclette); 7 gezähntes Stück; 8 gekerbtes Stück; 9 Levallois Nukleus; 10 prismatischer Nukleus
Herkunft der Silizes: 1-2, 5-10 Typ 114 Alle; 3 Typ 1732 Phtanit mit grünoliven Radiolarien, Südvogesen; 4 Typ 102 Chalchofen Olten.
(Baldassi Etienne in Stahl Gretsche / Detrey 1999)

Die Fundstelle von **Noir Bois** wurde von 1990 bis 1993 auf einer Gesamtfläche von 2,46 ha ausgegraben. Es konnten vier moustérienzeitliche Gerätschaften von insgesamt 488 Artefakten unterschieden werden, zwei davon geschichtet und in situ, auch wenn die räumliche Verteilung in der Folge durch Abtragung und Erosionsprozesse gestört worden ist. In der unteren 25 cm mächtigen Schicht von verwitterten Schwemmsanden wurden 177 Artefakte geborgen. Den Silexartefakten fehlt jegliche Politur, die auf Wassertransport zurückzuführen wäre; sie stammen also aus einer nahe gelegenen Lagerstätte (*gisement*) oder befinden sich noch in primärer Lage. In diesem Fall wurden sie von den jungpleistozänen Hominiden also liegengelassen, *nachdem* die fluviatile Terrasse in einer kalten Phase (MIS 6 oder Beginn 5e) entstanden ist, aber *vor* der grösseren Pedogenese gegen Ende des Eems (MISS 5e1) (siehe dazu entsprechendes Kapitel auf S. 17).¹³⁵ Die Silexartefakte im sandig-kiesigen Korpus von E8 wurden *nach* der Deponierung der alluvialen Sande eingetragen. Im Gegensatz zu den Artefakten sind die sandig-kiesigen Elemente von Eisen- und Manganhydroxid imprägniert. Sie unterlagen einer bakteriellen Imprägnierung von Eisen und Mangan unter bewegten hydrodynamischen Bedingungen, vielleicht in kaltem Milieu. Die Artefakte sind an Ort und Stelle hergestellt worden.¹³⁶

Die Moustérien-Artefakte wurden im Wesentlichen aus lokalem Silex geschlagen (Fazies von Pré Monsieur, nicht von Noir Bois!), ein schwacher Anteil von allochthonen Stücken (vorwiegend Werkzeugen) besteht entweder aus Silex oder Vogesenschotter, wie sie auch auf anderen Fundplätzen der Region gefunden wurden.

¹³⁵ Blaise Othenin-Girard in Aubry 2000, 100f.

¹³⁶ Aubry et al. 2000, 52.

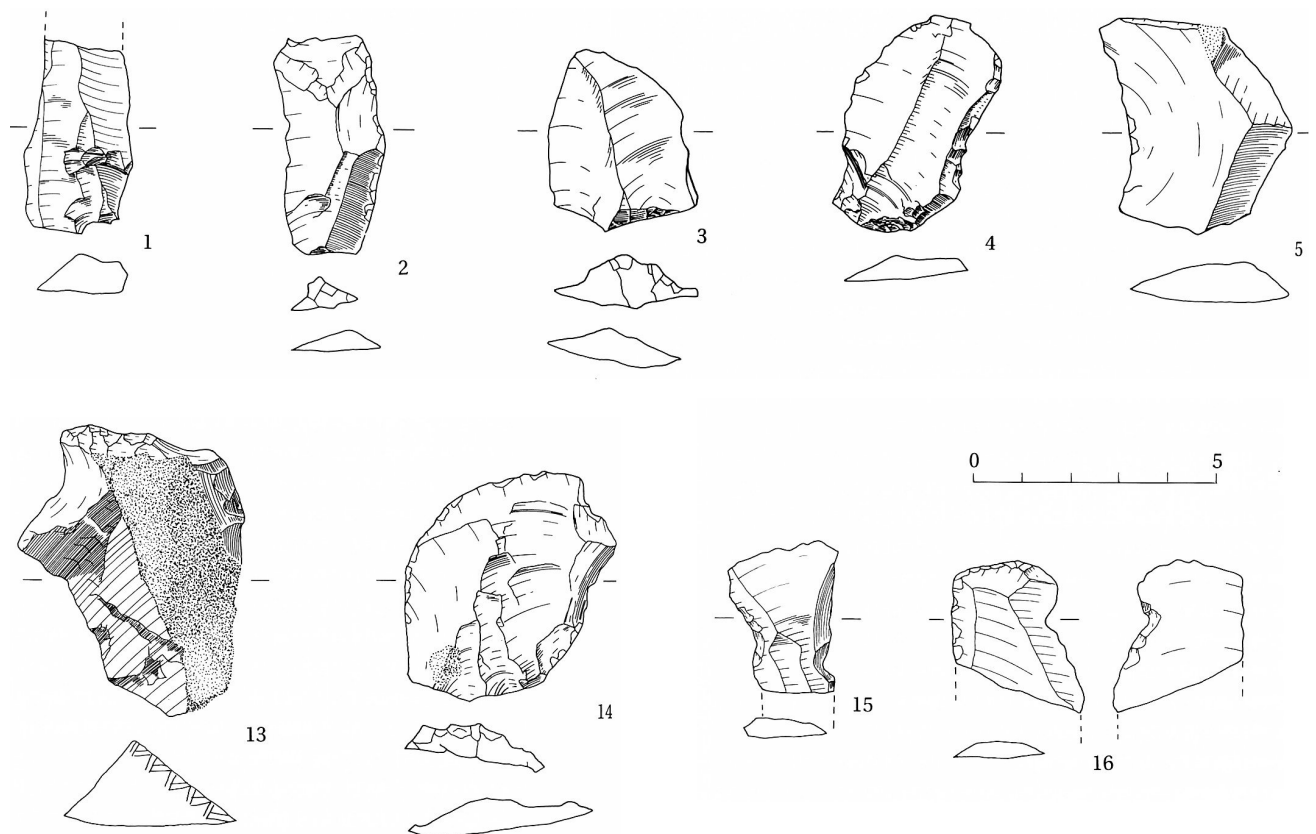


Abb. 19 Noir Bois, unteres Niveau Moustérien in Einheit E8: 1 Klingenfragment; 2 Levallois-Klinge; 3 Levallois-Spitze; 4 typischer Levallois-Abschlag; 5 atypischer Levallois-Abschlag; 13 atypischer Bohrer; 14 Endkerbe; 15 und 16 gekerbte Stücke¹³⁷

Die 177 Artefakte teilen sich zu 85% in nicht retuschierte Abschläge (darunter 4 Klingen) und zu 11% auf Nuklei auf. Unter den Geräten finden sich 1 Bohrer, 3 gekerbte Stücke, 1 ventralflchig retuschierter Abschlag und 1 Chopper. Die Kerne wurden nach einem System mit aufeinander folgenden Abschlagsflchen (*SSDS Système  Surface de Dbitage Successif*) abgebaut, was zu nicht standardisierten Kortextabschlgen führt.¹³⁸

Die wenigen Stücke von Noir Bois erlauben keine Aussage darüber, ob diese erste Besiedelung der Region durch Menschen der gleichen Tradition stattfand. Die Gleichzeitigkeit zwischen Pr Monsieur und Noir Bois wurde nach geologischen Massstäben vorgeschlagen. Doch wurde das lithische Rohmaterial in Pr Monsieur weitaus intensiver genutzt als in Noir Bois; die Kerne wurden dort nicht nur einmalig, sondern so weit wie möglich und am Schluss in umgekehrter Richtung abgebaut. Die Grundproduktion in Noir Bois scheint eher für eine unmittelbare Verwendung als einer Bevorratung für späteren Gebrauch gedient zu haben. Diese Beobachtung kann auf eine kurzfristige Besiedelung in Noir Bois hindeuten. Die verschiedenen Industrien zeigen, dass nicht nur Verfügbarkeit des Rohmaterials den Nutzungsgrad eines Kernes bestimmen, sondern auch Zweckbestimmung und Verwendungszeit der herzustellenden Werkzeuge.¹³⁸

Ein weitere Beleg für menschliche Präsenz in der Schweiz während des Interglazialkomplexes ist ein Faustkeil, der 1965 auf der Lssschicht, die die Riss-Moränen in der Region Möhlin überdecken, entdeckt wurde. Es handelt sich um einen kleinen Faustkeil von „**Uf Wigg**“, **Zeinigen (AG)**, aus rostbraunem Quarzit, der mit direktem Schlag aus einem Gerllabschlag herausgearbeitet worden war. Aufgrund seiner relativen Kleinheit und seinen nur schwach konkav zugerichteten Kanten gehört dieser lanzettförmige Faustkeil typologisch in die Familie der Micoquien-Geräte. Seine Fundlage in einer Schicht oberhalb der Moräne der vorletzten Eiszeit zeigt an, dass er nicht vor dem Eem entstanden sein kann; wahrscheinlich datiert er in eines der ersten Würm-Stadiale.¹³⁹

¹³⁷ Gezeichnet von Monique Baldassi Etienne in Aubry et al. 2000, Fig. 74.

¹³⁸ Jean Detrey in Aubry et al. 2000, 108-112.

¹³⁹ Le Tensorer 1987 und SPM I 1993, 124 und 273.

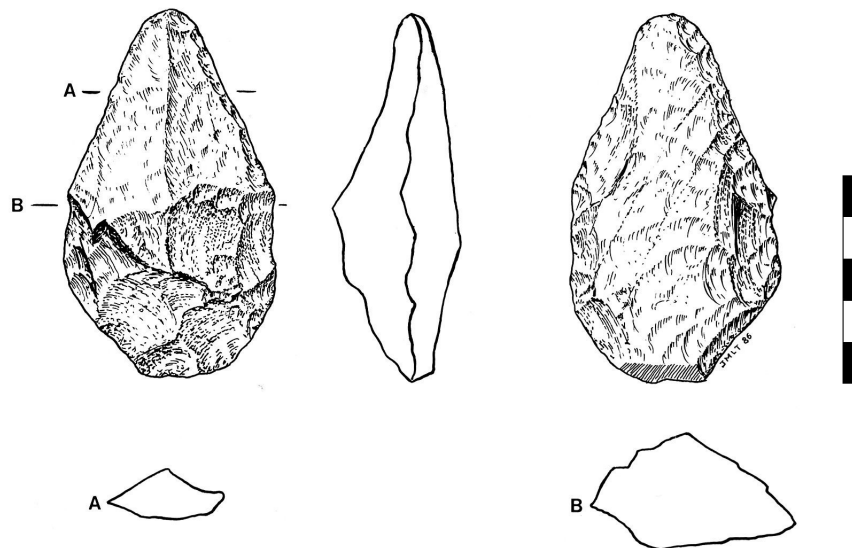


Abb. 20 Uf Wigg, Zeiningen (AG). Kleiner Faustkeil des späten Acheuléen (Micoquien). Zeichnungen J.-M. Le Tensorer

5.3.2. Lebensunterhalt

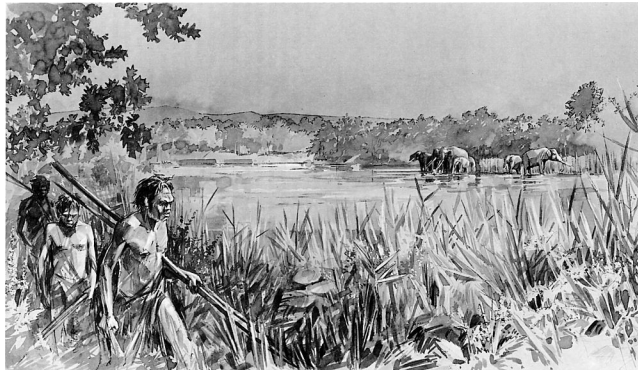


Abb. 21 Leben während des Eem: Eine Jägergruppe (Neandertaler) am Rhein bei Basel; am gegenüberliegenden Ufer eine Gruppe Waldelefanten (Zeichnung B. Clarys in SPM I 1993, Abb. 46)

Was waren wohl die Auswirkungen der 11 ka bis 16 ka dauernden Warmzeit auf die in Europa lebenden Neandertaler und wie haben sie darauf reagiert?

Lassen sich auf solche Fragen mit dem aktuellen Wissensstand überhaupt wissenschaftliche Antworten geben? Es sei vorweggenommen: Wenzel schliesst seine Dissertation von 1998 mit der Aussage, dass die meisten Fundplätze des letzten Interglazials kaum Aussagen zur Subsistenz und zur Form einer möglichen Anpassung an die bewaldete Umwelt erlauben.¹⁴⁰

Wenn die drei auf Seite 20 genannten Möglichkeiten, wie Organismen auf starke Änderungen der Umwelt reagieren, auf die Menschen der letzten Warmzeit übertragen werden, lassen sich modellhafte Antworten formulieren:

1. Die an die Kälte der Riss III-Eiszeit adaptierten Neandertaler verschoben ihre Areale in relativ kühlere Regionen im Norden und in der Höhe.
2. Die jungpleistozänen Hominiden akklimatisierten sich, z.B. in ihrer Bekleidung, Behausung, ihren sozialen Organisationsformen und Ernährungsgewohnheiten (angepasst an dichtere Vegetation eines gemässigten Klimas und an veränderte Fauna). Eine evolutive Anpassung würde bedeuten, dass diejenigen Neandertaler, die sich in der bewaldeten Landschaft besser zurechtfinden, einen Überlebensvorteil hatten.
3. Die Bevölkerung ging zurück, insbesondere in der Phase und in Gegenden geschlossener Wälder mit einer Waldfauna, deren Wilddichte ebenfalls geringer war.

Ad 1. Die These könnte untersucht werden aufgrund der geografischen Verteilung und Höhenlage der Stationen, die ins Eem datiert werden, im Vergleich zur vorhergehenden Kaltzeit. Allerdings wäre zu berücksichtigen, dass die Gletscher der Würm-Eiszeit manche Befunde ausgeräumt haben dürften und Paläoböden durch Erosion gekappt wurden.

Ad 2. Es fragt sich, ob auch die Gerätekultur funktional an die veränderten Lebensräume anpasst wurde. In einer bewaldeten Landschaft wäre zu erwarten, dass gezähnte und gekerbte Stücke eher hergestellt würden. Vielleicht ist das *Moustérien à denticulés* mehr eine solche Anpassung an Umweltbedingungen als eine eigene

¹⁴⁰ Wenzel 1998, 240.

Kultur. (Kultur wird bei einer solchen Argumentationsweise per definitionem als etwas von der Natur unabhängiges gedacht.)

Ad 3. Ein **Bevölkerungsrückgang** in Phasen und Regionen geschlossener Wälder würde auf eine geringe Fundstellendichte hinweisen verglichen zu kalten Perioden. Forschungshistorische Aspekte oder geologische Erhaltungsbedingungen von Bodenkomplexen müssten bei einer solchen Untersuchung kontrolliert werden können.

Was die Vegetation anbelangt, gelangten während des zweiten Teils der mesokratischen Phase Schattholzarten zur Vorherrschaft. Frenzel rechnet damit, dass in der relativ langen Anfangsphase in Mitteleuropa recht lichtoffene Wälder vorhanden waren, die durch einen grossen Reichtum unterschiedlicher Vegetationstypen selbst auf engem Raum gekennzeichnet waren. Dies sei noch ein sehr günstiges Biotop für Tier und Mensch gewesen. Im zweiten Teil der letzten Warmzeit hätten sich die Wälder jedoch geschlossen, in den dichten Halbschatt- und Schattholzwäldern seien die Wilddichten drastisch zurückgegangen. Für diese Zeit nimmt Frenzel "eine einschneidende Rückregulierung auf viel kleinere Bevölkerungszahlen" an.¹⁴¹ Gamble ist der Überzeugung, dass die interglazialen Wälder von Nordeuropa als menschliche Wüsten erschienen, obwohl sie warme, gut versorgte Speisekammern darstellten. Frühere Hominiden und anatomisch modernen Menschen würden Unterschiede in ihrer ökologischen Toleranz aufweisen, z.B. im Grad ihrer sozialen Organisation.¹⁴² Tatsächlich kann keine der erwähnten relativ-chronologisch bestimmbaren Fundschichten der 4'000 Jahre langen *Corylus*-Phase zugeordnet werden (vgl. Tabelle 2).

Dagegen wenden Roebroeks, Conard und van Kolfschoten 1992 ein, dass das Modell von Gamble Ihrer Meinung nach empirisch widerlegt werden könne. Wie sie anhand von einigen ausgewählten Stationen zeigen, waren mittel- und jungpleistozäne Hominiden sehr wohl in der Lage, unter unterschiedlichsten paläoökologischen Bedingungen, sowohl in interglazialen Wäldern wie in Kältesteppen, zu überleben. - Wenzel unterstreicht, dass auch im zweiten Teil der letzten Warmzeit die wenig schattentoleranten *Corylus* (Hagebuchen) und *Picea* (Fichten) vorherrschen. Auch kommen Tiere vor, die offene Flächen voraussetzen, wie etwa Pferde, bzw. von Tieren wie dem Riesenhirsch, der eher ein Bewohner lichter Wälder war.¹⁴³ Grosse Herbivoren wie Nashörner und Elefanten könnten zudem für lichte Stellen im Wald gesorgt haben.

Aufgrund der Daten von Nordfrankreich kommt Tuffreau zur Konsensansicht, dass menschliche Besiedelung im Alt- und Mittelpaläolithikum *bevorzugt* unter den gemässigten Bedingungen der Frühglaziale in einer mosaikartigen Waldsteppenlandschaft stattfand. Dies bedeutet allerdings nicht, dass auch in einer kalten Steppenumgebung eines Glazials oder unter typisch interglazialen Bedingungen Spuren menschlicher Besiedelung, wenn auch selten, zu finden sind (für MISS 5e in Nordfrankreich beispielsweise in Saint-Germain-des-Vaux/Port Racine).¹⁴⁴

Auch wenn die Wilddichte etwas geringer wurde und Tiere wie Ren und Pferd, die potentiell durch einträgliche Herdenjagd zu erbeuten sind, in Warmzeiten gar nicht oder selten vorkommen, ist nicht damit zu rechnen, dass dies katastrophale Folgen gehabt hat, meint Wenzel. Einen Ausgleich könnte höhere Mobilität¹⁴⁵ und ein **höherer Anteil pflanzlicher Kost** geboten haben. Die durch Sammeln pflanzlicher Nahrung und kleine Landtiere beschaffte Kost bildet eine Komponente der Nahrung, die in der Regel mit Sicherheit beschafft werden kann, verglichen mit der Jagd einen geringeren Aufwand erfordert und in der Regel nicht völlig genutzt wird.¹⁴⁶ Die Annahme, dass in der letzten Warmzeit in Mitteleuropa nach der Verschiebung der Vegetationszonen das Sammeln von pflanzlichen und tierischen Lebensmitteln, und vielleicht auch der Fischfang, eine grössere Bedeutung hatten als in den in einem Biotop wie der Wald- oder Lösssteppe, entspräche dem Trend, dass bei heutigen Jägern und Sammlern das Sammeln umso mehr Bedeutung hat, je niedriger der Breitengrad ist, auf dem sich diese Ethnien befinden.¹⁴⁷ Je höher die Effektive Temperatur¹⁴⁷ in gemässigten Zonen, desto grösser ist bei Jägern und Sammlern die Abhängigkeit von pflanzlicher Ernährung.¹⁴⁸ Sichere

¹⁴¹ Frenzel 1985, 22ff., zitiert in Wenzel 1998, 229.

¹⁴² Gamble 1986, zitiert in Roebroeks et al. 1998, 567.

¹⁴³ Soergel 1920, 25; Stuart 1982, 129, zitiert in Wenzel 229.

¹⁴⁴ Roebroeks et al. 1992, 575; Tuffreau 2002, 296f.

¹⁴⁵ Zur Mobilität bemerkt Wenzel jedoch selber, dass sich diese, aufgrund des Vorkommens ortsfremder Rohmaterialien auf Fundplätzen der letzten Warmzeit, nicht wesentlich von dem im Mittelpaläolithikum unter anderen Klimabedingungen üblichen Mobilität unterscheiden könne (1998, 234).

¹⁴⁶ Lee 1977, zitiert in Wenzel 1998, 229.

¹⁴⁷ Die Effektive Temperatur ist ein kombiniertes Mass für die Sonneneinstrahlungsintensität und der Länge der Wachstumsaison.

¹⁴⁸ Ausgewertet wurden 143 Studien von historischen Jägern und Sammlern.

Zeugnisse für das Sammeln und Verwerten pflanzlicher Nahrung aus der letzten Warmzeit liegen allerdings nicht vor.¹⁵⁰

Über den Verzehr von Muscheln, Schnecken, Insekten, Flusskrebse und Vogeleier ist aus der letzten Warmzeit in Mitteleuropa nichts bekannt. Es ist zwar vielfach belegt, dass sich Menschen am Strand aufhielten, wobei das Sammeln von Muscheln eine wichtige Komponente der Subsistenz gewesen sein mag.¹⁴⁹

Was die **Jagd** anbelangt, besteht ein direkter Nachweis für den Waldelefanten von Leheringen. An dem Waldelefanten von Gröbern haben sich Menschen zumindest zu schaffen gemacht. Ein Indizienbeweis für die Jagd auf Nashörner und Bären liegt für Taubach vor; verwertet – und vermutlich ebenfalls gejagt – wurden dort auch Wisent, Biber und Rothirsch. Die hohen Mindestindividuenzahlen der Nashörner und Bären geben Grund zur Annahme, dass von dort aus immer wieder bevorzugt diese Tiere bejagt wurden.¹⁵⁰

Fundplätze, wo eine Jagdspezialisierung nachgewiesen ist, wie der Wisentjagdplatz Wallertheim aus Stadium 5d, sind aus der letzten Warmzeit bisher nicht bekannt. Der fehlende Nachweis muss kein Indiz für sog. opportunistische Nahrungsbeschaffungs-Strategie sein. In einer Umwelt mit diverser Fauna kann eine Jagdspezialisierung nicht erforderlich gewesen sein, war vielleicht aus ökologischen Gründen unmöglich oder wurde nicht erwünscht.¹⁵¹

Zur Hypothese, dass mit einer höheren **Mobilität** auf die geringere Wilddichte reagiert worden wäre, meint Bosinski¹⁵²: „Die Verbindungswege waren in der bewaldeten Landschaft weitgehend auf die Flusstäler beschränkt. Die Tiere der Wälder – Waldelefant, Nashorn, Hirsch – blieben im Wesentlichen standorttreu. Auch das Sammeln pflanzlicher Nahrung war in einem engeren Gebiet möglich. Demzufolge können wir in dieser Umwelt mit einer relativen Sesshaftigkeit der Menschen rechnen.“ – Doch liegt kein Siedlungsbefund vor, der Aussagen darüber erlaubt, ob der betreffende Platz für längere Zeit aufgesucht wurde, oder ob man sich einmal oder mehrmals für kurze Zeit aufhielt. Für viele Fundplätze¹⁵³ ist lediglich ein wiederholtes Aufsuchen mit grossem zeitlichem Abstand erkennbar. Falls ein Vergleich mit modernen Menschen zulässig ist, zeigt eine Auswertung von 152 Studien historischer Jäger und Sammler zwischen der Effektiven Temperatur¹⁴⁷ und der Mobilität eher einen positiven Zusammenhang. Je länger die Wachstumsaison, desto stärker nimmt Nomadentum zu (im Vergleich zur teilweisen oder ganzzeitlichen Sesshaftigkeit).¹⁵⁴

5.3.3. Menschenformen

Die Eem-Warmzeit steht in Europa für den Anfang der Entwicklung des klassischen Neandertalers. Ihre Vorgänger sind nach aktuellem Forschungsstand in Westeuropa isoliert worden, als während einer Eiszeit der kontinentale Eisschild eine Barriere zu Eurasien bildete. Die Trennung verursachte die rasche biologische Entwicklung eines neuen Menschentyps.¹¹² Die Neandertaler entwickelten also unter unterschiedlichen klimatischen Bedingungen während Kalt- und Warmzeiten Subsistenzstrategien. Seit 140 ka (MIS 6) fand eine Wanderung von West- nach Osteuropa statt¹¹². Vor 80 – 60 ka gelangten sie in den Vorderen Orient.¹⁶⁴

Die Menschenreste der letzten Warmzeit weisen überwiegend dieselben Merkmale auf wie die würmzeitlichen Neandertaler (La Chapelle-aux-Saints)¹⁵⁵, weichen aber in einigen Punkten von ihnen ab. Einige Autoren rechnen die Menschen der letzten Warmzeit zu den Neandertalern¹⁵⁶, andere bezeichnen sie als Präneandertaler oder Frühe Neandertaler.¹⁵⁷ Der Vergleich der Schädel aus Saccopastore untereinander, wie auch mit Krapina C, zeigt, dass etliche Merkmale, wie etwa die Form der Augenhöhlen, recht variabel sind.¹⁵⁸

¹⁴⁹ Artefakt-führende Strandablagerungen aus der letzten Warmzeit gibt es bei Saint-Germain-des-Vaux / Port-Racine (Manche, F) (Van Vliet-Lanoe, Tuffreau et Cliquet 1993; Revillon 1994, 37).

bei Balzi Rossi (Ligurien, I) (Vicinico 1976),

bei Elea (Pelepones, GR) (Kowalczyk et al. 1992, 69), und

bei Ras Aamer, Wadi Haula und El Atrun (Libyen) (McBurney and Hey 1955, 160ff);

bei Warsash (Hampshire, GB) und Great Pan Farm (Isle of Wight, GB) (Shackley 1977, 335 und Abb. 3; Roe 1981, 130/13; Tyldesley 1987, 82ff.); alle zitiert in Wenzel 1998, 230.

¹⁵⁰ Wenzel 1998, 231 und 240.

¹⁵¹ Gaudzinski 1992, 400, zitiert in Wenzel 1998, 233.

¹⁵² Bosinski 1985.

¹⁵³ Untertürkheim, Ganovce und Bojnice III (Wenzel 1998, 234).

¹⁵⁴ Binford 1990, 131.

¹⁵⁵ Vandermeersch 1990, Stringer / Gamble 1993, 73ff., zitiert in Wenzel 1998, 223.

¹⁵⁶ J.M. Le Tensorer, Vorlesung des WS 2002/03; Vlček 1998, 430, Condemi 1992, 141, zitiert in Wenzel 1998, 223.

¹⁵⁷ Henke / Rothe 1994, 434ff., zitiert in Wenzel, 223f.

¹⁵⁸ Condemi 1992, zitiert in Wenzel 224.

Die insgesamt geringen Reste von Menschen aus der letzten Warmzeit stammen von folgenden Fundstellen¹⁵⁹:

- Krapina (Kroatien, 55 km nördlich von Zagreb, ausgegraben zwischen 1899 und 1905)¹⁶⁰: in den untersten vier Schichten der letzten Warmzeit fanden sich Menschenreste zusammen mit Waldnashorn, Damhirsch, Wildschwein, Reh. In den Bachabläufen an der Basis fanden sich zudem noch Reste vom Waldelefanten und möglicherweise auch vom Flusspferd. Besonders aussagekräftig ist ein Cranium (Krapina C). Einige der Menschenknochen weisen Schnittspuren auf. Zudem fanden sich an einigen Zähnen Rillen, die durch den Gebrauch von Zahnstochern entstanden sind.
- Saccopastore (Italien, im Tal des Aniene, etwa 2,5 km vor seiner Mündung in den Tiber)¹⁶¹: In einer Kiesgrube wurden 1929 und 1935 zwei fossile Menschengeschädel gefunden. Sie stammen von einer erwachsenen Frau und wahrscheinlich von einem Mann, der jünger als 35 Jahre war. In einer der liegenden Schichten fanden sich Knochen vom Flusspferd, vom Waldnashorn, vom Waldelefanten vom Ur und vom Damhirsch. Aus einer der hangenden Schichten stammen neben Resten vom Flusspferd und vom Waldnashorn auch solche vom Pferd und vom Rothirsch, sowie Blattabdrücke von Eichen, Pappeln, von der Hagebuche und Blatt- und Fruchtabdrücke von der Hasel, die im Lehm zwischen den Kies- und Sandschichten erhalten waren.
- Gánovce (Slowakei)¹⁶²: In einer Kuppe aus Travertin wurde 1926 der fast komplette Travertinausguss einer menschlichen Gehirnhöhle gefunden. Zwischen 1955 und 1966 wurden die Abdrücke eines Radius und einer Fibula gefunden.
- Taubach (Thüringen, D)¹⁶³: Aus zwei Travertinbrüchen stammen je ein Molar eines Kindes, die gut mit solchen anderer Neandertaler übereinstimmen.

Und was ist bekannt über die anatomisch modernen Menschen? Für den Vorderen Orient lassen sich die menschlichen Überreste einer Fundstelle anführen, welche aufgrund der Fauna eindeutig der letzten Warmzeit (oder allenfalls dem Interstadial 5c) zuzuordnen ist:

- Qafzeh, Israel. Die Datierungen liegen mit ESR bei 115±15ka und mit TL bei 92±5 ka. Unter den Kleinsäugetieren fehlen paläarktische Elemente; der Anstieg an ostafrikanischer Savannen- und arabischer Elemente ist sprunghaft. Die Umgebung war eine Savanne. Die Fauna von Qafzeh belegt eine bedeutende Ausbreitung der afro-arabischen Elemente in nördliche Richtung, mit denen auch afrikanische Populationen des anatomisch modernen *Homo sapiens* bis in den Vorderen Orient gelangten.¹⁶⁴

Anzumerken ist, dass in Israel zwischen 124 ka und 119 ka eine sehr feuchte klimatische Periode mit frostfreien Wintern und dürrefreien Sommern registriert ist, mit jährlichem Niederschlag von möglicherweise mehr als 1000 mm oder mehr als doppelt so viel wie heute.¹⁶⁵

¹⁵⁹ Weitere Fundorte, die heute nicht mehr der letzten Warmzeit zugeordnet werden, sind: Bañolas (E), Ehringsdorf (D), Fontéchevade (F), La Chaise-de-Vouthon, Grotte Bourgeois-Delaunay (F), Pinilla del Valle (E) (Wenzel 1998, 222).

¹⁶⁰ Radovic et al 1988, Henke / Rothe 19943, zitiert in Wenzel 1998, 222.

¹⁶¹ Breuil / Blanc 1936, Segre / Piperno 1985, Manzi / Passarello 1991, Caloi et al. 1989, zitiert in Wenzel 1998, 223.

¹⁶² Vlček 1988 und 1993, 211, zitiert in Wenzel 1998, 223.

¹⁶³ Eichhorn 1909, Behm-Blancke 1959/60, 97, Vlček 1988, 430f., Henke / Rothe 1994, 443, zitiert in Wenzel 1998, 223.

¹⁶⁴ Tchernov 1998, 84ff.

¹⁶⁵ Bar-Matthews et al. 2000; vgl. Anhang A1.4. Speläotheme (Höhlensinter).

A1. Anhang: Klimaarchive und Klimarekonstruktionen

Die Eem-Warmzeit ist in einer Reihe von ozeanischen, kryosphärischen und kontinentalen Paläoarchiven gespeichert. Ein Verständnis und eine Rekonstruktion des Klimas während des letzten Interglazials bedingt, Inhalt und Aussagekraft dieser einzelnen Archive inklusive ihrer Datierungen vorzustellen.

A1.1. Meeressedimente

Jedes Jahr akkumulieren sich einige Milliarden Tonnen Sediment auf dem Meeresgrund, welche die klimatischen Bedingungen nahe der Meeresoberfläche und der angrenzenden Kontinente archivieren. Sie bestehen aus Ablagerungen mit anorganischem Material, das von den Kontinenten in die Ozeane geweht wird, mit Pollen, welche von den Flüssen eingeschwemmt werden, und mit Überbleibseln von Lebewesen, die im Oberflächenwasser (z.B. Plankton) bzw. auf dem Meeresgrund (z.B. benthische Foraminiferen) gelebt haben. Aus Meeresbohrkernen lassen sich mit dem Verhältnis der Sauerstoffisotopen ^{18}O zu ^{16}O (aus den Schalen von Foraminiferen) die den Meeren entzogenen Wassermengen, welche als Eis an Land gespeichert waren, sowie Temperaturschwankungen an der Meeresoberfläche erkennen.¹⁶⁶ Somit können die Grössenschwankungen der Inlandeiskappen rekonstruiert werden¹⁶⁷. Die marinen Sauerstoffisotopenstadien (MIS) reflektieren Episoden mit relativ hohem und relativ geringem globalem Eisvolumen, mit dem tiefsten Stand während den Interglazialen.

Die Veränderungen des $\delta^{18}\text{O}$ -Gehaltes erfolgen unterschiedlich schnell. Der Übergang vom Glazial zum Interglazial erfolgt abrupt. Der schnelle $\delta^{18}\text{O}$ -Abfall an der Grenze Glazial/Interglazial wird daher als Termination bezeichnet. Der Übergang vom Interglazial zum Glazial dagegen geht allmählich vonstatten. Die $\delta^{18}\text{O}$ -Variationen verlaufen in allen Ozeanen der Erde etwa synchron, so dass man davon ausgehen kann, dass sie von globalen Veränderungen gesteuert werden.¹⁶⁸

Die Datierung der Sauerstoffisotopenstratigrafie in Tiefseesedimenten ist bisher absolut nur innerhalb der ^{14}C -Reichweite möglich. Ältere Sedimente werden heute mittels der SPECMAP Methode von Imbrie et al. 1989 und Martinson et al. 1987 datiert, indem die $\delta^{18}\text{O}$ -Oszillationen mit den orbitalen Schwingungen (*orbital frequencies*) synchronisiert werden. Die maximale Sonneneinstrahlung bei 65°N vor 127 ka hätte demnach das Abschmelzen der Eiskappen ausgelöst, womit der mittlere Transitionspunkt auf der ansteigenden $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve und der Beginn des letzten Interglazials datiert werden kann (vgl. analoges Vorgehen im Vostok-Eiskern in Abb. 23). Damit ist die nachteilige Annahme verbunden, dass das Klimasystem mit konstanten Phasenverzögerungen auf die zyklische Sonneneinstrahlung reagiert¹⁶⁹.

Die orbital synchronisierte ozeanische Zeitskala und die damit verbundenen marinen Isotopenstadien (MIS) sind die beste chronostratigrafische Zeitskala, welche für die letzten Millionen Jahre verfügbar ist (mit einer Genauigkeit von allerdings nur ± 5 ka ab 30 ka). Sie ist die Referenz für alle langen marinen Paläoarchive und, in der Verlängerung, für die Eis- und Kontinentalarchive des späten Quartärs.¹⁷⁰

A1.2. Kontinentale Eiskappen

Vergangene Klimaverhältnisse und Umweltbedingungen haben ihre Spuren in den Eisschilden hinterlassen. Die jährlichen Ablagerungen auf den polaren Eiskappen archivieren Komponenten, die mit dem Schnee in dem Jahr deponiert wurden, in dem sich die Ablagerung gebildet hat:

- Die isotopische Zusammensetzung des Eises enthält Informationen über die Temperatur, das globale Eisvolumen und den hydrologischen Zyklus;
- der Staub über die Stürme und über die Effizienz der Quellen (*source efficiency*);

¹⁶⁶ Das $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnis in Schalen von Foraminiferen ist auch abhängig von Temperatur und Salzgehalt des Meerwassers. Da diese auf Meeresgrund jedoch relativ gleichbleibend sind, reflektiert der $\delta^{18}\text{O}$ -Gehalt von benthischen Foraminiferen primär das globale Eisvolumen, bzw. die Höhe des Meeresspiegels. Der $\delta^{18}\text{O}$ -Gehalt von Plankton wird als Proxy für die Meeresoberflächentemperatur betrachtet.

¹⁶⁷ Dies erfolgt aus der Untersuchung der Sauerstoffisotopenverhältnisse des schweren ^{18}O zum leichteren ^{16}O im Kalziumkarbonat von Schalen benthischer (bodenbewohnender) Foraminiferen. Das leichtere Sauerstoffisotop ^{16}O verdunstet schneller und kondensiert langsamer als das schwerere ^{18}O . Während der Eiszeiten war das leichtere ^{16}O in den Inlandeiskappen angereichert und damit den Ozeanen entzogen. (z.B. Klostermann 1999, 219f.)

¹⁶⁸ Klostermann 1999, 219.

¹⁶⁹ Imbrie et al. 1992, zitiert in Labeyrie et al. 2003, 34.

¹⁷⁰ Labeyrie et al. 1997, 35.

- die Lufteinschlüsse über die Treibhausgase in der Atmosphäre;
- der Säuregehalt über Vulkanausbrüche in der nördlichen Hemisphäre; und
- chemische Spurenelemente über verschiedene Prozesse an Land, auf See und in der Atmosphäre.

Der Vorteil der Eisbohrkerne gegenüber anderen Archiven liegt darin, dass Klimaschwankungen in ihnen sehr viel sensibler gespeichert sind als beispielsweise in Tiefseebohrungen, deren Sedimente durch Lebewesen durchmischt sind. Die zeitliche Auflösung liegt zwischen 40 und 1000 Jahren¹⁷¹.

Die Klimageschichte von bis zu vier Glazial-Interglazial-Zyklen lässt sich aufgrund von Eisbohrkernen in Grönland¹⁷², in der kanadischen Arktis¹⁷³ und in der Antarktis¹⁷⁴ rekonstruieren. Für das letzte Interglazial enthalten allerdings nur die folgenden Eiskerne ungestörte Klimainformationen:

- auf Grönland: NorthGRIP (evtl. bis 120 ka), Summit/GRIP (bis 110 ka oder MISS 5e1 um 115 ka; die älteren Schichten sind problematisch¹⁷⁵, Renland (bis MISS 5e1 um 115 ka, nur 20 m Stratigrafie)
- aus der Antarktis: Vostok (bis MISS 11.3 oder 423 ka), Dome Fuji (bis 330 ka).

Das stabile Isotopenverhältnis von $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ und, noch etwas besser, von Deuterium/ H^{176} ist hauptsächlich bestimmt durch die Inversionstemperatur in der Wolke, bei welcher sich der Schnee bildet. Aufgrund heutiger Zusammenhänge zwischen Temperaturen und dem Isotopenverhältnis bei einem Bohrort lassen sich die dort herrschenden Oberflächentemperaturen der Vergangenheit herleiten.

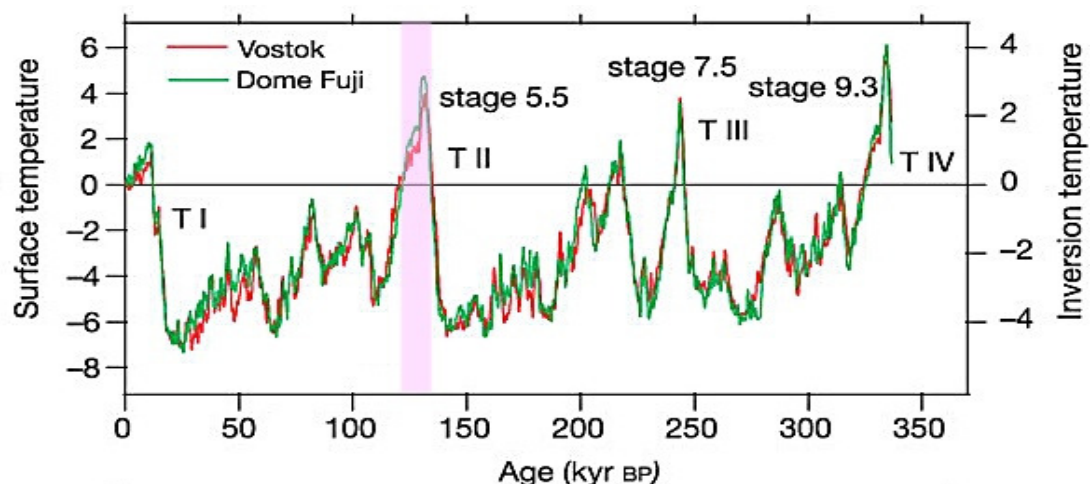


Abb. 22 Oberflächentemperatur (und Inversionstemperatur) der Eisbohrkerne Vostok und Dome Fuji (Watanabe et al. 2003)

Die beobachteten Interglazial-Glazial-Zyklen zeigen eine gleiche "Sägezahnabfolge" zwischen warmen interglazialen Stadien (11.3, 9.3, 7.5, 5.5) und nachfolgenden, zunehmend kälter werdenden interstadialen Ereignissen, welche mit einer raschen Rückkehr zum folgenden Interglazial endeten. Während also die Abkühlung bis zum Hochglazial, der tiefsten Temperatur und grössten Eisausdehnung fast 100 ka dauert, erfolgt der anschliessende Übergang zum warmen Interglazial innerhalb weniger Jahrtausende wesentlich schneller. Die Temperaturamplitude zwischen Glazialen und Interglazialen beträgt für die vier grossen Vereisungszyklen zwischen 10°C und 12°C. Im Allgemeinen sind die klimatischen Zyklen im Vostok-Eiskern gleichförmiger als in den Tiefseesedimenten.¹⁷⁷

¹⁷¹ Die $\delta^{18}\text{O}$ Konzentrationen wurden beispielsweise beim Eisbohrkern "Dome Fuji" für das Holozän alle 2 m und für den dritten Klimazyklus alle 10 cm gemessen. Die Auflösung für diesen dritten Klimazyklus (zwischen den Interglazialen 9.3 und 7.5) beträgt durchschnittlich 40 Jahre (Watanabe et al. 2003, 512).

¹⁷² GRIP (European Greenland Ice Core Project, 1992), GISP2 (1993), Camp Century (U.S. Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory, 1966), Dye 3 (GISP, 1981, bis 50 ka), Renland (Nordic Council of Ministers, 1988, reicht möglicherweise bis letzte Phase des Stadiums 5e1), Summit (GRIP, 1992), Hans Tausen (Nordic Environmental Research Programme, 1995), North GRIP (Bedrock erreicht im Juli 2003)

¹⁷³ Agassiz Ice Cap (1995)

¹⁷⁴ Vostok, Dome Fuji, Dome C, Dome B, Byrd, Law Dome, Taylor Dome, Siple Dome

¹⁷⁵ Adkins et al. 1999, zitiert in Sánchez Goñi et al. 1999, 124.

¹⁷⁶ Der Deuterium-Gehalt ist weniger als der $\delta^{18}\text{O}$ -Gehalt von kinetischen Effekten beeinträchtigt, welche mit den Umgebungsbedingungen der Schneebildung und der relativen Feuchtigkeit an der Meeresoberfläche im Zeitpunkt der Verdunstung zusammen hängen. Die Stärke dieser kinetischen Effekte kann über die Zeit schwanken. (Jouzel et al. 1987, 403f.)

¹⁷⁷ Petit et al. 1999, 431f

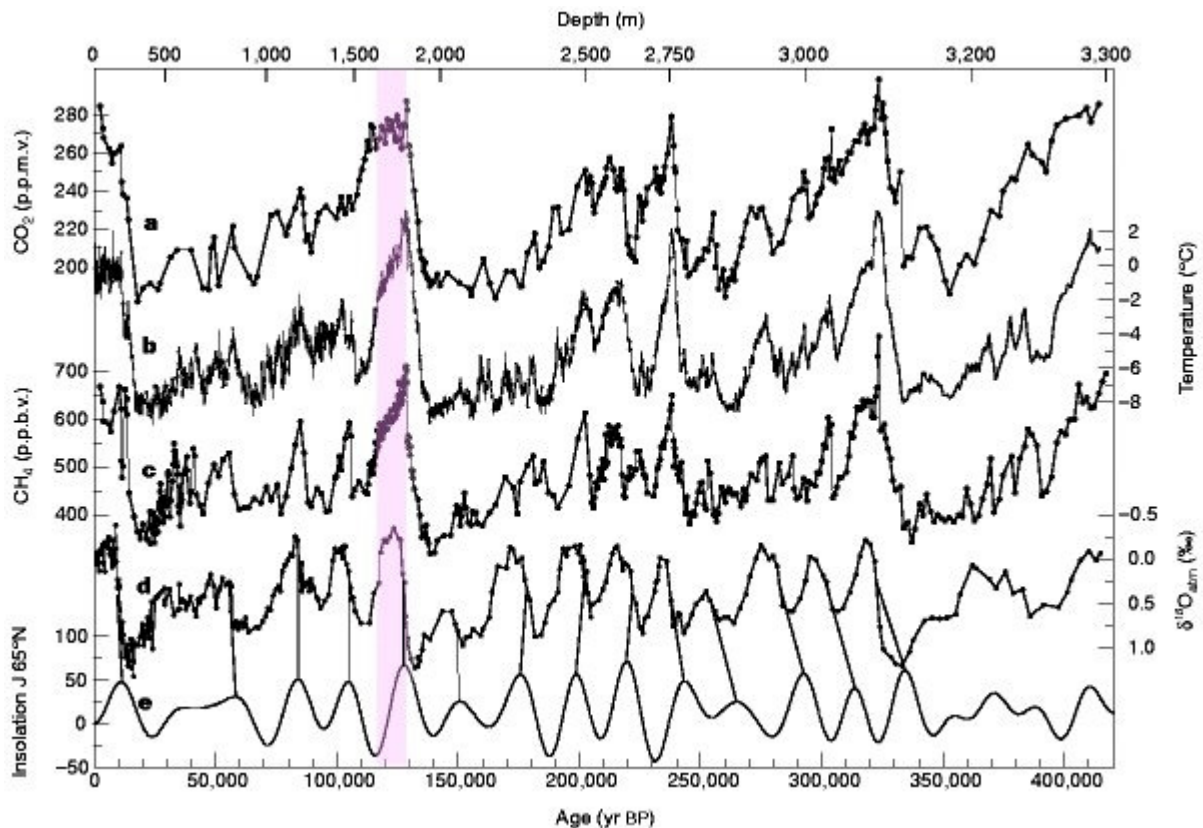


Abb. 23 Vostok Zeitreihen für Treibhausgase (**a**: CO₂ und **c**: CH₄), **b**: isotopische Temperatur der Atmosphäre (Inversionstemperatur), **d**: δ¹⁸O_{atm} und **e**: Sonneneinstrahlung Mitte Juni bei 65°N (Wm⁻²) (Petit et al. 1999, Fig. 3)

Es hat sich gezeigt, dass zwischen der Temperatur und den Treibhausgasen, z.B. im Vostok-Eiskern, eine starke Korrelation besteht. Interglaziale beginnen mit einem raschen Anstieg der atmosphärischen Treibhausgaskonzentration auf Maximalwerte von 280-300 ppmv für Kohlendioxid CO₂ und 650-770 ppbv für Methan CH₄.¹⁷⁸ Treibhausgase sind demnach wichtige Verstärker des auslösenden orbitalen Moments und wahrscheinlich bedeutend in ihrer Beteiligung an den glazial-interglazialen Veränderungen. Resultate aus verschiedenen Klimasimulationen legen es begründet nahe anzunehmen, dass die Treibhausgase einen signifikanten Beitrag (möglicherweise etwa die Hälfte, d.h. 2-3°C) zu den globalen durchschnittlichen Temperaturveränderungen innerhalb eines Glazial-Interglazial-Zyklus' beigetragen haben.

Der Sauerstoffisotopengehalt der Atmosphäre δ¹⁸O_{atm} folgt mit einer Verzögerung von 2 ka dem Gehalt im Meereswasser δ¹⁸O_{sw} und kann somit als Indikator für die Veränderungen des Eisvolumens verwendet werden. Antarktische Temperaturen und Treibhausgaskonzentrationen scheinen gegenüber dem Eisvolumen und den grönländischen Lufttemperaturen einen Vorlauf aufzuweisen.¹⁷⁹

Für den **GRIP** Eiskern aus dem Zentrum Grönlands gibt es höhere δ-Werte als im Holozän zwischen 115 und 130 BP ka. In dieser Periode übersteigen die Temperaturen die heutigen.¹⁸⁰

Überraschenderweise weist der GRIP Eiskern während diesen Eem-Interglazials abrupte δ-Schübe nach oben (4°-5° wärmer als heute) wie auch nach unten (5°-6° kälter als heute) auf. Für solche **Instabilitäten während des Eems** gibt es keine nahen Parallelen; die nordatlantischen Tiefseesedimente mittlerer Breiten oder die europäischen Pollenspektren weisen keine Anzeichen einer Instabilität während des Eem-Interglazials auf; es gibt lediglich Hinweise für Instabilitäten in Sedimenten der Nordsee, welche auf rasche Änderungen der Ozeanströme und Wärmeflüsse verweisen könnten¹⁸¹. Ein Vergleich der Gaseinschlüsse mit denjenigen des Vostok Eiskerns zeigt keine Korrelationen und lässt die Hypothese aufkommen, es handle sich bei den Aus-

¹⁷⁸ Die heutigen Treibhausgaskonzentrationen (360 ppmv für CO₂ und 1'700 ppbv für CH₄) haben in den vergangenen 420'000 Jahren keine vergleichbare Höhe erreicht. Die vorindustriellen holozänen Werte (~280 ppmv und 650 ppbv) finden sich hingegen in allen Interglazialen wieder (Petit et al. 1999, 433).

¹⁷⁹ Petit et al. 1999, 429 und 434.

¹⁸⁰ Johnsen et al. 1997, 26404-26407.

¹⁸¹ Fronval / Jansen 1996, zitiert in Johnsen et al. 1997, 26408.

schlägen 5e2 und 5e4 im GRIP Eiskern um Intrusionen oder Faltungen¹⁸². Allerdings weisen die Ablagerungen keine Anzeichen mechanischer Einwirkung von der Seite aus. Das Staubprofil zeigt für alle Ausschläge des Eems hohe Staubbiveaus (2 bis 6 mg/kg) mit scharfen Gradienten an den Grenzen der Ausschläge; das würde die Intrusionshypothese stützen, jedoch nicht dramatische Änderungen des grönländischen Klimas als Ursache ausschliessen. Die chemischen "Fingerabdrücke" der Ausschläge sind einmalig und im Kern sonst nicht wiederzufinden.¹⁸⁰

Der Ausschlag ES1 in Abb. 24 ist herausragend, was den δ -Wert von -41‰ , den hohen Staubgehalt über 4 cm der Säule, die fehlenden klaren Anzeichen einer gestörten Schichtung anbelangt. Johnsen vertritt die Auffassung, dass es sich hier mit grosser Wahrscheinlichkeit um ein echtes Ereignis handle, welches mit den kalten und deutlichen Melisey I Ereignis des Pollenprofils von La Grande Pile¹⁸³ und dem deutlichen IRD Doppelausschlag des marinen Sedimentkerns DSDP 609 des frühen MISS 5d¹⁸⁴ korrespondiert und auch im Camp Century Kern zu finden ist.¹⁸⁰

In der jüngeren Literatur wird der GRIP Eiskern als "problematisch"⁵¹ bezeichnet und auf mögliche Erklärungen für stratigrafische Störungen im unteren Teil des GRIP- und auch des GISP2 Kerns hingewiesen¹⁸⁵.

Ein Vergleich des antarktischen Eisbohrkerns von **Vostok** und einem Tiefseebohrkern aus der Pazifik zeigt, dass die Eiszeiten der letzten Million Jahre ein globales Phänomen waren, obschon sich grosse kontinentale Vereisungen praktisch nur in der Nordhemisphäre eingestellt hatten.¹⁸⁶

Bezüglich der Dauer und des Beginns des Eem-Interglazials brachte die Auswertung des Vostok-Kerns neue Erkenntnisse. Danach dürfte das Eem-Interglazial etwa 5 ka früher begonnen und länger gedauert haben als nach den Tiefseebohrkernen zu erwarten gewesen wäre. Da dieses Phänomen im Vostok-Kern (Antarktis) beobachtet wurde, liegt die Vermutung nahe, dass die Temperatur der Antarktis etwa 5 ka vor dem Abschmelzen des Eises der Nordhalbkugel anzusteigen begann. Die Ursache dieser Unstimmigkeiten zwischen Eis- und Tiefseebohrkernen liegt wohl darin, dass in den Eisbohrkernen auch die klimatischen Instabilitäten dokumentiert sind, die das Abschmelzen des Riss-Eises ausgelöst haben¹⁸⁷.

Auf der Basis der inversen Datierungsmethode¹⁸⁸ am ungestörten Eisbohrkern **Dome Fuji** wird der Beginn (*mid-transition*) des letzten Interglazials (Stadium 5.5) auf rund 134 ka BP angesetzt. Das Eem-Interglazial gemäss Dome Fuji dauerte etwa 14 ka.¹⁸⁹

Mittels aktueller Informationen über die Temperaturabhängigkeit des $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisses und des Deuteriumgehaltes in Dome Fuji können Änderungen der Oberflächentemperaturen rekonstruiert werden. Das letzte Interglazial war demnach in seinem Temperaturmaximum um $\sim 4.5^\circ\text{C}$ wärmer als das letzte Jahrtausend.¹⁹⁰

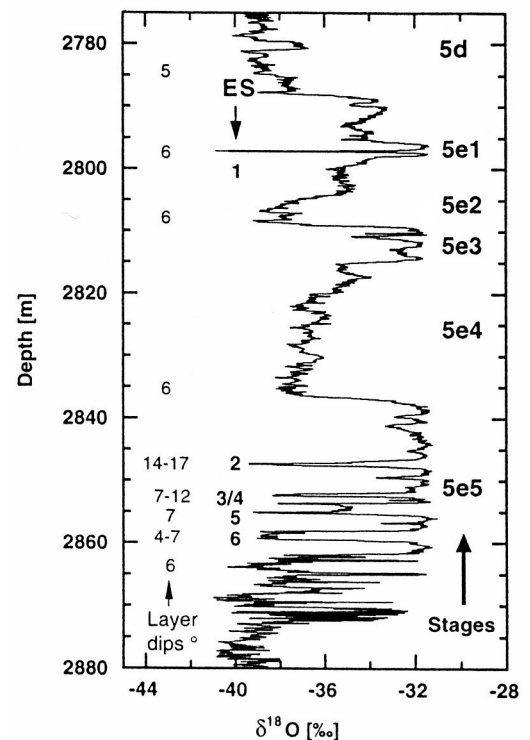


Abb. 24 Hochaufgelöstes $\delta^{18}\text{O}$ -Profil des GRIP-Eiskerns des Eems. Die Zahlen ganz links geben die Schräglage (in Grad) der wolkigen Bande im tiefen $\delta^{18}\text{O}$ -Eis an. Die Zahlen unmittelbar links der Kurve geben die vorgeschlagene Nummerierung der Eem'schen Ausschläge (*Femian spikes* ES1 bis ES6) an. Die Zahlen rechts der Kurve stehen für die Eem'schen isotopischen Substadien 5e1 bis 5e6.

(Johnsen et al. 1997, Fig. 8)

¹⁸² Auch scheint ein 10-ka-langer Teil der MIS 6 strata zu fehlen (Johnsen et al. 1997, 26405).

¹⁸³ de Beaulieu / Reille 1992, zitiert in Johnsen et al. 1997, 26407.

¹⁸⁴ McManus et al. 1994, zitiert in Johnsen et al. 1997, 26407.

¹⁸⁵ Chappellaz et al. 1998, zitiert in Cheddadi et al. 1998, 75.

¹⁸⁶ Oeschger 1987, 62

¹⁸⁷ Klostermann 1999, 216

¹⁸⁸ Die inverse Datierungsmethode kombiniert die Akkumulationsgeschichte und ein Eisflussmodell und datiert das Ergebnis mit den Orbitalkurven unter der Annahme, dass die Anzahl Präzessionszyklen korrekt gezählt werden kann. Die Methode arbeitet ohne fixe Kontrollpunkte (Parrenin 2001, zitiert in: Watanabe et al. 2003, 512). Die glaziologische Zeitskala für Vostok (GT4) übernimmt hingegen als fixe Kontrollpunkte das gut datierte marine Stadium 5.4 oder 5d (110 ka) sowie das Stadium 11.2.4 (390 ka); GT4 ist nicht mit den Orbitalkurven synchronisiert (Petit et al. 1999, 432).

¹⁸⁹ Watanabe et al. 2003, 512.

A1.3. Meeresspiegelschwankungen

Meeresspiegelschwankungen können ausgelöst werden durch

- langfristige plattentektonische Schwankungen
- eustatische Veränderungen als Folge von Volumenänderungen des Ozeanwassers,
- kurzfristige isostatische Ausgleichsbewegungen, z.B. Anheben Skandinaviens nach dem Abschmelzen des würmzeitlichen Inlandeises.

Die bedeutendsten eustatischen Veränderungen werden in erster Linie durch den Aufbau und das Abschmelzen grosser Inlandeiskappen verursacht. Dadurch hebt und senkt sich der Meeresspiegel zum Teil um mehr als 130 m innerhalb weniger 1000 Jahre.¹⁹¹

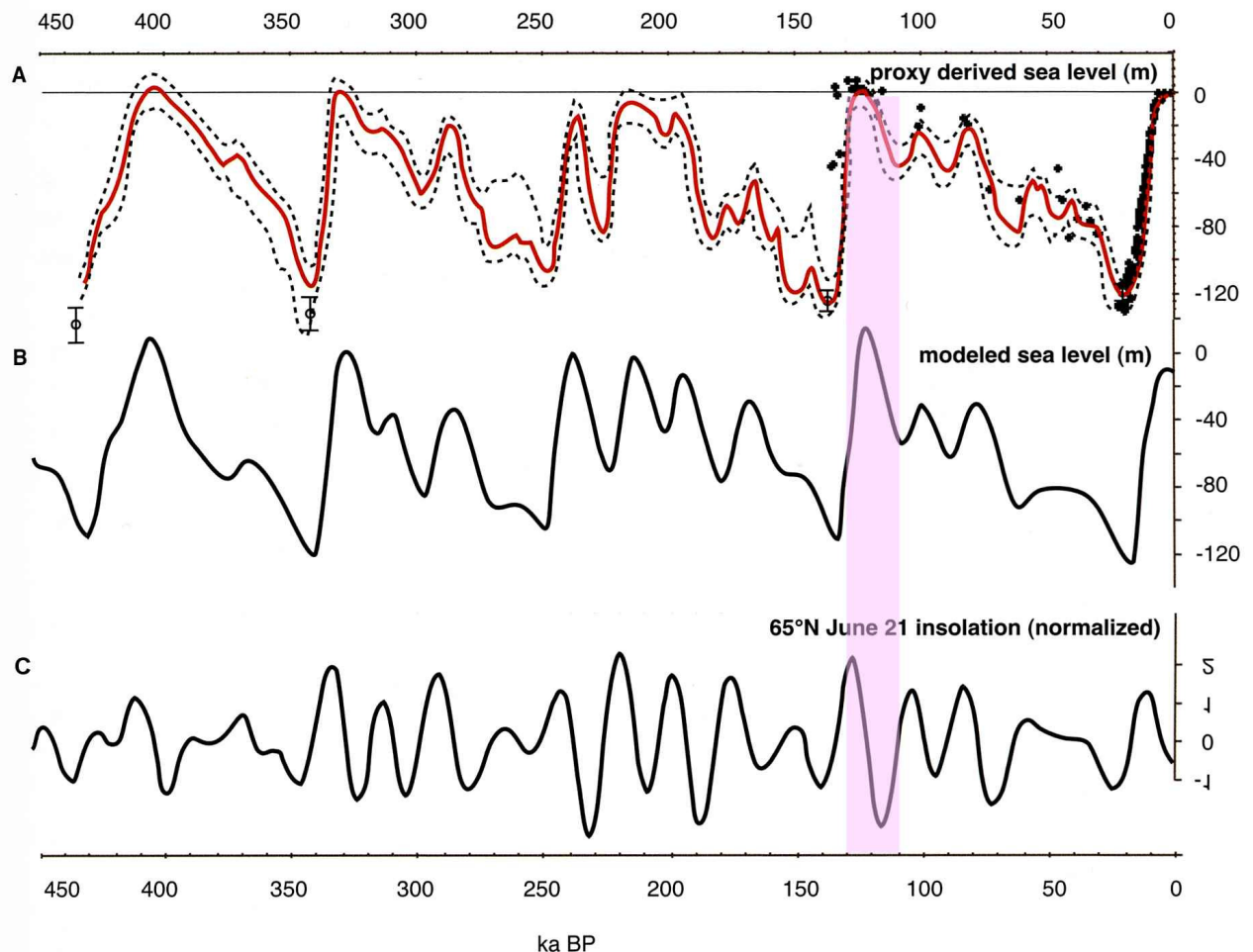


Fig. 3.1. Sea level change over four glacial cycles **A.** Relative Sea Level (RSL) over the last 450 kyr and U/Th dated estimates retrieved from coral terraces and ^{14}C -dated sediments from continental shelves (Bard et al. 1990, Stein et al. 1993, Zhu et al. 1993, Gallup et al. 1994, Stirling et al. 1995, Bard et al. 1996, Chappell et al. 1996, Stirling et al. 1998, Hanebuth et al. 2000, Yokohama et al. 2000, Yokohama et al. 2001). Open circles: RSL low stands estimated by Rohling et al. (1998). Red line and associated dashed lines: composite RSL curve of Waelbroeck et al. (2001) obtained after correction of the effect of deep water temperature changes on the benthic *Foraminifera* $\delta^{18}\text{O}$ records of marine-sediment core sites ODP 780 (North Atlantic, McManus et al. 1999) and MD94-101 (Southern Ocean, Gif data base), and a stack of ODP Site 677 and V19-30 for the Pacific Ocean (Shackleton et al. 1983, Shackleton et al. 1990) **B.** Sea level changes over the same time period, as estimated using a simple threshold function of the insolation (Paillard 1998). **C.** June 21 insolation at 65°N (Berger 1977) expressed as deviation to the mean insolation and scaled proportionally to the mean deviation.

Abb. 25 Meeresspiegelschwankungen von vier Eiszeitzyklen

A Relativer Meeresspiegel gemäss Korallenriffen und Festlandsockel (U/Th und ^{14}C datiert)

B modellierte Meeresspiegel (mit einfacher Schwellenfunktion in Abhängigkeit der Sonneneinstrahlung, nach Paillard 1998)

C Sonneneinstrahlung am 21. Juni am Breitengrad 65°N

(nach Labeyrie et al. 2003)

¹⁹⁰ aufgrund der Sauerstoffisotopen und des Deuterium-Gehalts des Eisbohrkerns "Dome Fuji" (Watanabe et al. 2003, 512).

¹⁹¹ Klostermann 1999, 103f.

In Gegenden wie dem Mittelmeer mit tektonischen Aufwärtsbewegungen sind vier pleistozäne Transgressionen als Strandablagerungen erkennbar. Die Transgression des Eems s.s. liegt bei Nizza beispielsweise 22 m über dem heutigen Meeresspiegel (genannt "*Tyrrhénien moyen*" oder "*Eutyrrhénien*").¹⁹³

Die mit dem Meeresspiegel verbundenen Schwankungen der Sauerstoffisotopen $\delta^{18}\text{O}$ lassen sich an benthischen Foraminiferen in **Korallenriffen** messen. Allerdings wird der $\delta^{18}\text{O}$ -Gehalt auch von der lokalen Temperatur und vom Salzgehalt des Meerwassers beeinflusst. Eine weitere Unsicherheit ist auf die Uraniumdatierungen zurückzuführen, welche älter als 130 ka sind. Uranium kann in und aus dem Korallen-Aragonit diffundieren. Korallen-Aragonit ist ein Mineral aus CaCO_3 , welches sich auflöst und rekristallisiert, wenn es Frischwasser ausgesetzt ist; das ist bei den meisten Proben, welche über dem Meeresspiegel entnommen werden, der Fall. Schwierigkeiten bereiten auch lokale tektonische Aktivitäten und isostatische Anpassungen an Meeresspiegelschwankungen, doch für diese Bewegungen gibt es zumindest für die letzten 10-20'000 Jahre unabhängige Schätzungen.

Zu den Eiskappen, die sich während des letzten Interglazials zurückgebildet haben, gehört der grönländische Eisschild. In welchem Ausmass der Rückgang während der wärmsten Phase des Eems stattgefunden hat, hängt insbesondere von der Sensitivität zwischen dem Sauerstoffisotopenverhältnisses $\delta^{18}\text{O}$ und der lokalen Temperatur ab ($\Delta\delta^{18}\text{O} = \alpha\delta T$). Cuffey und Marshall (2000) simulierten aufgrund verschiedener Sensitivitäten (α -Werte) das Volumen des Grönlandeises. Demnach war Ausdehnung und Höhe des grönländischen Eisschildes während der wärmsten Phase des Interglazials deutlich geringer als heute. Dies trifft zu nicht nur in der bevorzugten Variante b, sondern auch unter Verwendung des herkömmlichen α -Wertes in Variante c (Abb. 26).

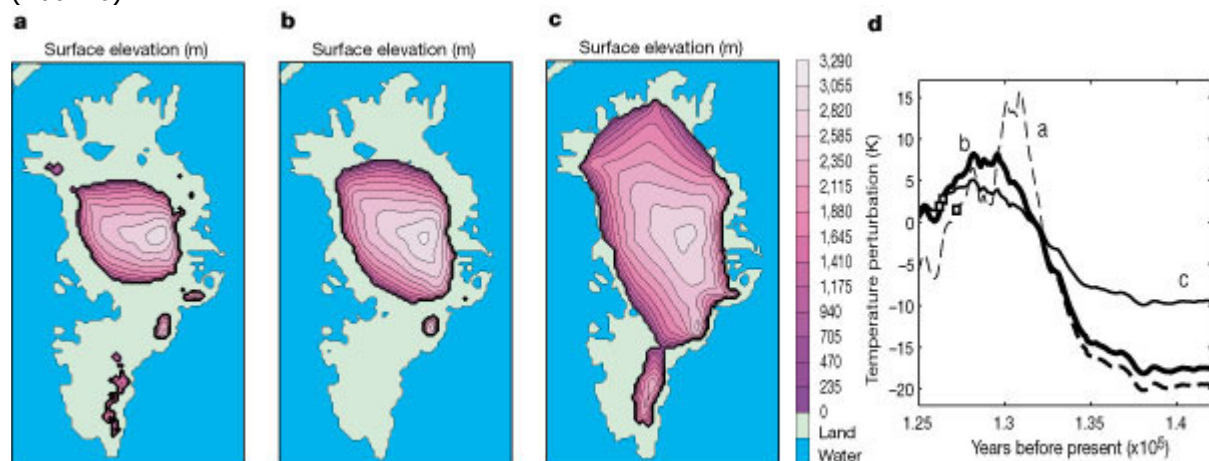
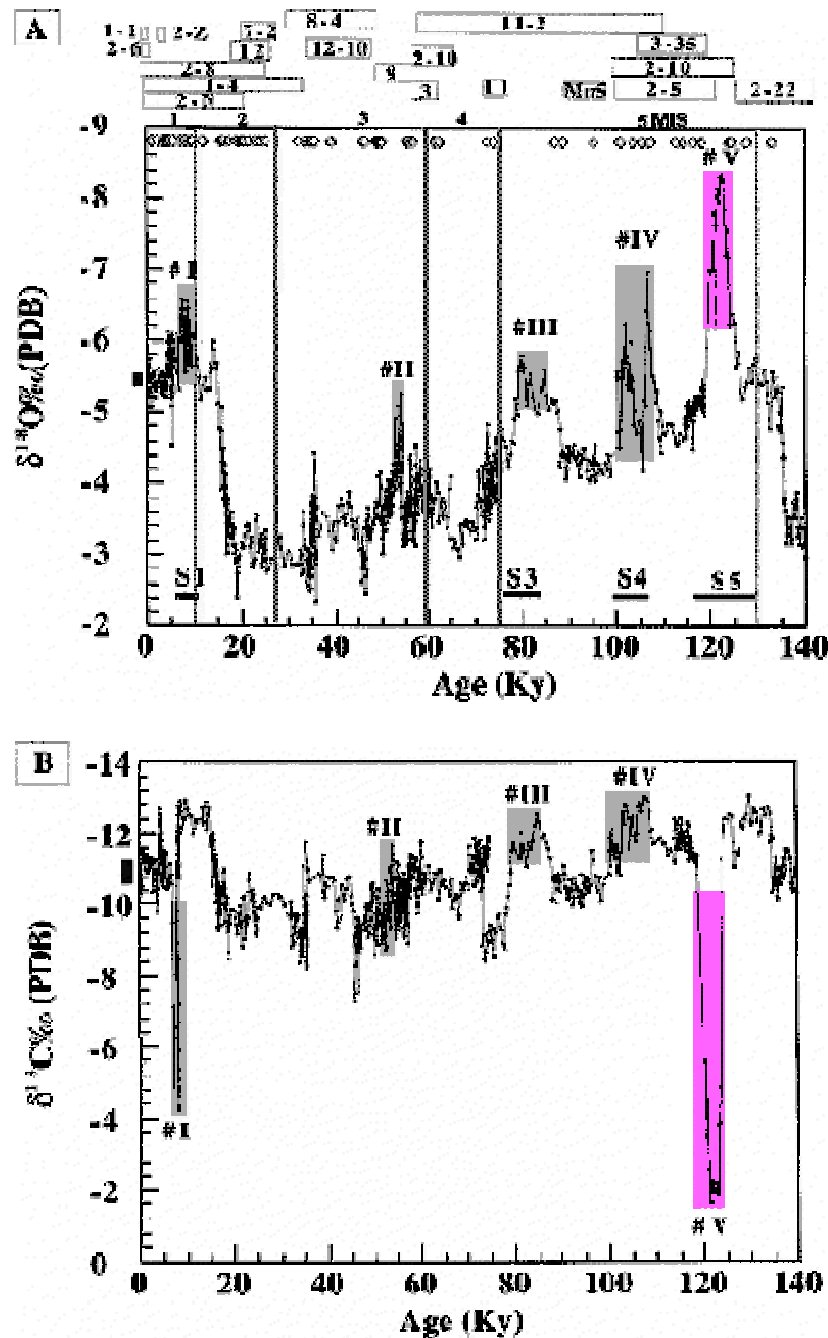


Abb. 26 Calculated surface elevation maps for the Greenland ice sheet at its Eemian minimum. **a–c**, Maps of three different values for α'_c : **a**: $\alpha'_c = 0.2$ (with pre-Eemian $\alpha_c = 0.33$), **b**: $\alpha'_c = 0.4$ (with pre-Eemian $\alpha_c = 0.4$), **c**: $\alpha'_c = 0.67$ (with pre-Eemian $\alpha_c = 0.67$). Map **b** is preferred. Map **c** is entirely consistent with previous modelling efforts. **d**: The constant-elevation climatic temperature perturbations (relative to modern temperature, in K=Kelvin or °C) generated by these three model calculations.

(Cuffey / Marshall 2000, 592)

¹⁹³ Vorlesung J.M. Le Tensorer zur Quartärgeologie WiSe 2001/02 (nach E. Bonifay 1975).

A1.4. Speläotheme (Höhlensinter)



Auch Höhlensinter wie Stalaktiten und Stalagmiten stellen Klimaarchive insbesondere von Warmzeiten dar. So geben gut datierte¹⁹⁴ $\delta^{18}\text{O}$ - und auch $\delta^{13}\text{C}$ -Profile der Tropfsteinhöhle Soreq, Israel, Aufschluss über die Temperatur- und pluvialen Bedingungen der östlichen Mittelmeerküste der letzten 140 ka. In diesen Speläothemen sind während 124 und 119 ka die tiefsten $\delta^{18}\text{O}$ -Werte registriert, mit einer Spitze vor 122 ka (ca. $-0,84\%$). Es ist wahrscheinlich, dass diese Phase wie vor 8,5 bis 7 ka eine sehr feuchte klimatische Periode mit frostfreien Wintern und dürrefreien Sommern darstellt, eventuell sogar wärmer und niederschlagsreicher als die erwähnte holozänzeitliche Phase, welche mit ~ 1000 mm/Jahr durch doppelt so viel Niederschlag wie gegenwärtig charakterisiert ist. Die Höhle Soreq liegt 40 km von der Meeresküste entfernt auf 400 m ü.d.M. Die Variationen der Isotopen im Magnesiumkarbonat der Speläotheme reflektieren die isotopische Zusammensetzung des Höhlenwassers, welches

- die isotopische Zusammensetzung des Regenwassers widerspiegelt wie auch
- die Niederschlagsmenge und
- die isotopische Zusammensetzung der Verdunstungsquelle (d.h. hauptsächlich des Mittelmeeres),
- die relativen Beiträge einer Vegetation mit C_3 - verglichen mit C_4 -Pflanzen arider und warmer Gebiete sowie
- die durchschnittliche Jahres-¹⁹⁵temperatur.

Abb. 27 $\delta^{18}\text{O}$ -Werte (A) und $\delta^{13}\text{C}$ -Werte (B) der Speleotheme der letzten 140 ka in der Höhle Soreq, Israel. In (A) sind die fünf marinen Isopopenstadien (MIS) 1, 2, 3, 4, 5 durch vertikale Linien unterteilt. Fünf tiefe $\delta^{18}\text{O}$ Ereignisse sind schattiert als Ereignisse #I, #II, #III, #IV, #V in A und B. Ereignisse #I und #V sind charakterisiert durch die geringsten negative $\delta^{13}\text{C}$ -Werte, während Ereignisse #II, #III und #IV mit tiefsten $\delta^{13}\text{C}$ -Werte verbunden sind. Die Romben oberhalb der Grafik stehen für die TIMS Datierungen und die Balken für die datierten Speleothemen inkl. ihrer zeitlichen Überlappung. Die Balken S1, S2, S3, S4 und S5 geben die Datierungsbandbreite von Sapropelen im östlichen Mittelmeer an. (Bar-Matthews et al. 2000, Fig. 2)

¹⁹⁴ 126 Datierungen von 23 verschiedenen Speleothemen, deren feinen ca. 1 cm dicken Laminierungen vor deren Datierung voneinander getrennt und gereinigt wurden, worauf deren Gehalt an U und ²³⁰Th Konzentration gemessen wurde. Die Datierungen erfolgten mittels Standard alpha Massenspektrometrie und der hochpräzisen Thermionenmassenspektroskopie (TIMS).

¹⁹⁵ Bar-Matthews et al. 2002, 147f.

A1.5. Klimarekonstruktionen

Aufgrund eines Vergleiches von fossilen Pollenspektren mit einem grossen Set an modernen Pollendaten sowie deren ökologischen Ansprüche können Jahresniederschläge, Januar- und Julitemperaturen rekonstruiert werden.¹⁹⁶ Es gibt für diese Rekonstruktion grundsätzlich zwei Ansätze:

1. die *modern pollen analogue technique, assemblage approach* oder Pollentransferfunktionen und die
2. die *indicator species approach*, mit ihrer Weiterentwicklung zur *mutual climatic range (MCR) method* sowie der *pdf-method*, einem multivariaten statistischen Ansatz auf der Basis von *probability density functions*.

Die erste Methode arbeitet mit analogen modernen Pollenstichproben und übernimmt die Klimawerte einer Region mit dem ähnlichsten Pollenspektrum als Proxy für das zu rekonstruierende Paläoklima. Die zweite Methode bestimmt die klimatische Abhängigkeit der individuellen Taxa und kombiniert diese zum zu rekonstruierenden Resultat. In die erste Methode geht die Häufigkeit einer Art im heutigen Pollenspektrum ein, während die zweite nur von der Anwesenheit oder Abwesenheit einer Art abhängt.

Für das Eem führen die beiden Methoden zu teilweise recht unterschiedlichen Resultaten. Die analoge Technik führt zu einem Verlauf von einem eher ozeanischen Klima hin zu kontinentalen Verhältnissen zu Beginn der *Carpinus*-Phase (die Hagebuche kommt heute am häufigsten in modernen Pollenstichproben vor, die mit einer Januartemperatur von -8 bis -10°C assoziiert werden, was durch die spezifische Ausbreitungsgeschichte und die unterschiedlichen Wettbewerbsverhältnisse im Holozän zu tun haben mag). Zudem zeigen sich für Bisingen klimatische Instabilitäten für die Januarwerte, nicht aber für die Juliwerte, in der Mitte des Eems.¹⁹⁷ Die von Kühl entwickelte *pdf*-Methode andererseits führt zu sehr stabilen (unempfindlichen) Klimaverläufen für die Stratigrafien von Bisingen, Gröbern (vgl. Abb. 28) und La Grande Pile.

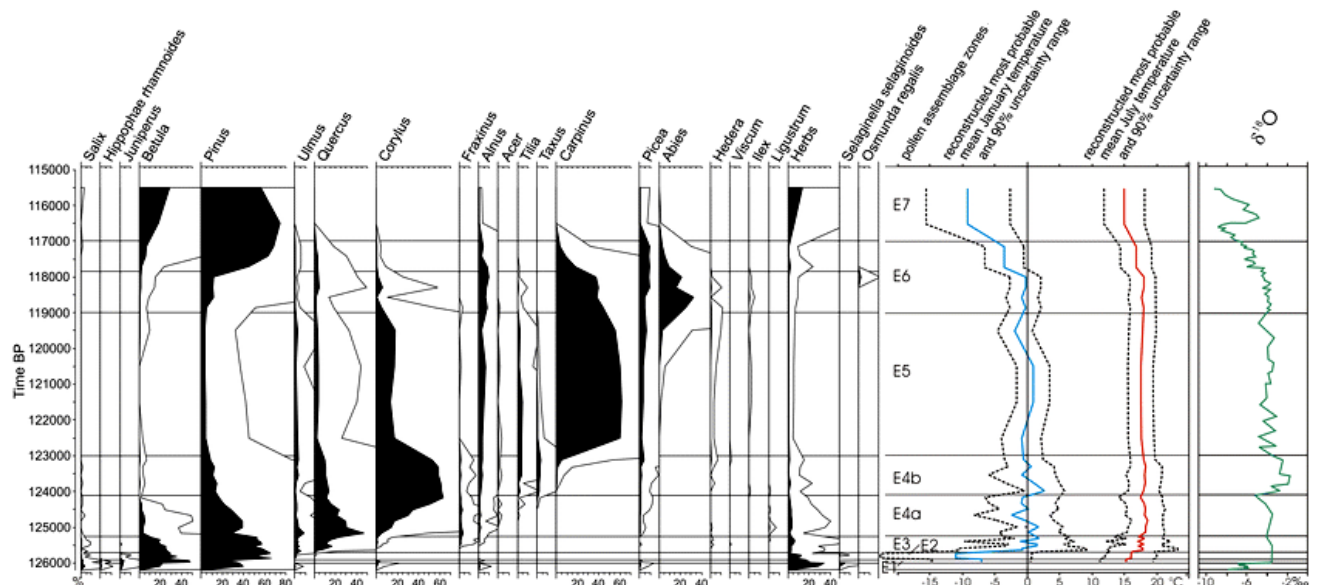


Abb. 28 Vereinfachtes Pollendiagramm für Gröbern, rekonstruierte Januar- und Julitemperaturen und $\delta^{18}\text{O}$ -Werte (Litt 1994, nach Boettger et al. 2000, zitiert in Kühl / Litt 2003)

Eine Verknüpfung der beiden Ansätze könnte dazu beitragen, die Klimarekonstruktionen zu verbessern. Zudem führt ein *multi-proxy approach* unter Einbezug von weiteren Klimaanzeigern wie Coleopteren, Mollusken, etc. am besten dazu, Unsicherheiten zu reduzieren.¹⁹⁸

¹⁹⁶ Das moderne Set enthält mehr als 3000 Spektren aus Europa, Nordamerika und Nordasien zwischen dem 30. und 80. Breitengrad Nord (Guiot et al. 1989, zitiert in Cheddadi et al. 1998, 76).

¹⁹⁷ Kühl / Litt 2003.

¹⁹⁸ Cheddadi et al. 1998, 81.

Bibliografie

- AABY / TAUBER 1995** Bent Aaby and Henrik Tauber (1995) Eemian climate and pollen. In: *Nature* 376, 27f.
- AUBRY ET AL. 2000** Denis Aubry, Michel Guélat, Jean Detrey, Blaise Othenin-Girard (2000) Dernier cycle glaciaire et occupation paléolithiques à Alle, Noir Bois. *Cahiers d'archéologie jurassienne* 10.
- BAR-MATTHEWS ET AL. 2000** Miryam Bar-Matthews, Avner Ayalon, Aaron Kaufman (2000) Timing and hydrological conditions of Sapropel events in the Eastern Mediterranean, as evident from speleothems, Soreq cave, Israel. In: *Chemical Geology* 169, 145-156.
- BENDER 2002** M. Bender (2002) Vostok ice core trapped gas concentrations and isotopic compositions. Boulder, CO: National Snow and Ice Data Center. Digital media.
- BERGER 1992** A. Berger (1992) Orbital Variations and Insolation Database. IGBP PAGES/World Data Center-A for Paleoclimatology Data Contribution Series # 92-007. NOAA/NGDC Paleoclimatology Program, Boulder CO, USA.
- BERGER / LOUTRE 1997** André Berger and Marie-France Loutre (1997) Palaeoclimate Sensitivity to CO₂ and Insolation. In: *Ambio* 26, 1, 32-37.
- BINFORD 1990** Louis R. Binford (1990) Mobility, Housing, and Environment: a Comparative Study. In: *Journal of Anthropological Research* 46, 119-152.
- BOENIGK / FRECHEN 1999** Wolfgang Boenigk & Manfred Frechen (1999) Klimaschwankungen im Frühweichsel der Lössabfolgen des Mittelrheingebiets. In: *Eiszeitalter und Gegenwart* 49, 124-131.
- BOSINSKI 1967** Gerhard Bosinski (1967) Die mittelpaläolithischen Funde im westlichen Mitteleuropa. *Fundamenta*, Reihe A, Band 4.
- BOSINSKI 1985** Gerhard Bosinski (1985) Der Neanderthaler und seine Zeit.
- BURGA / PERRET 1998** Conradin Adolf Burga und Roger Perret (1998) Vegetation und Klima der Schweiz seit dem jüngeren Eiszeitalter.
- CONARD 1990** Nicolas J. Conard (1990) Laminar Lithic Assemblages from the Last Interglacial Complex in Northwestern Europe. In: *Journal of Anthropological Research* 46, 243-262.
- CUFFEY / MARSHALL 2000** Kurt M. Cuffey and Shawn J. Marshall (2000) Substantial contribution to sea-level rise during the last interglacial from the Greenland ice sheet. In: *Nature* 404, 591-594.
- ENGESSER ET AL. 1995** Burkhard Engesser, Oldřich Fejfar, Pavel Major (1995) Das Mammut und seine ausgestorbenen Verwandten, Veröffentlichungen aus dem Naturhistorischen Museum Basel, Nr. 20.
- FIELD ET AL. 1994** Michael H. Field, Brian Huntley & Helmut Müller (1994) Eemian climate fluctuations observed in a European pollen record. In: *Nature* 371, 779-783.
- GIBBARD 2003** P.L. Gibbard (2003) Definition of the Middle-Upper Pleistocene boundary. In: *Global and Planetary Change* 36, 201-208.
- HANTKE 1983** René Hantke (1983) Eiszeitalter, Band 3.
- HERRMANN / ULLRICH 1991** Joachim Herrmann und Herbert Ullrich (Hg.) (1991) Menschwerdung.
- HÜNERMANN 1987** Karl Alban Hünermann (1987) Faunenentwicklung im Quartär. In: *Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft Luzern* 29, 151-171.
- HÜNERMANN 1998** Karl Alban Hünermann (1998) Die Säugetierfauna der Schweiz während den letzten 250'000 Jahren. In: Burga et al. 1998.
- IMBRIE ET AL. 1984** J. Imbrie., J.D. Hays, D.G. Martinson, A. McIntyre, A.C. Mix, J.J. Morley, N.G. Pisias, W.L. Prell, and N.J. Shackleton (1984) The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record. In: A. Berger, J. Imbrie, J. Hays, G. Kukla, and B. Saltzman (Eds.), *Milankovitch and Climate, Part 1*. Reidel Dordrecht, 269-305.
- JACOMET / KREUZ 1999** Stefanie Jacomet und Angela Kreuz (1999) Archäobotanik.
- JOHNSEN ET AL. 1997** Sigfús J. Johnsen, Henrik B. Clausen, Willi Dansgaard, Niels S. Gundestrup, Claus U. Hammer, Uffe Andersen, Katrine K. Andersen, Christine S. Hvidberg, Dorthe Dahl-Jensen, Jörgen P. Steffensen, Hitoshi Shoji, Árný E. Sveinbjörnsdóttir, Jim White, Jean Jouzel, and David Fisher (1997) The $\delta^{18}\text{O}$ record along the Greenland Ice Core Project deep ice core and the problem of possible Eemian climatic instability. In: *Journal of Geophysical Research* 102, No. C12, 26397-26410.
- JOUZEL ET AL. 1987** Vostok ice core: a continuous isotope temperature record over the last climatic cycle (160,000 years).
- KLOSTERMANN 1999** Josef Klostermann (1999) Das Klima im Eiszeitalter.
- KOENIGSWALD / HEINRICH 1996** W. von Koenigswald und W.-D. Heinrich (1996) Kurze Charakterisierung in der Säugetierfauna des Jungquartärs in Mitteleuropa. *Tübinger Monographien zur Urgeschichte* 11, 437-448.
- KÜHL / LITT 2003** N. Kühl – T. Litt (2003) Quantitative time series reconstruction of Eemian temperature at three European sites using pollen data. In: *Vegetation History and Archaeobotany* 12, 205-214.
- KUKLA 2000** George J. Kukla (2000) The Last Interglacial. *Science*, 987-988.
- KUKLA / CÍLEK 1996** George Kukla, Václav Cílek (1996) Plio-Pleistocene megacycles: record of climate and tectonics. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 120, 171-194.
- LABEYRIE ET AL. 2003** L. Labeyrie, J. Cole, K. Alverson, T. Stocker (2003) The History of Climate Dynamics in the Late Quaternary. In: J.D. Alverson, R.S. Bradley, T.F. Pedersen (Eds.) *Paleoclimate, Global Change and the Future*. The IGBP Series, 33-62.

- LAMBECK ET AL. 2002** Kurt Lambeck, Tezer M. Esat & Emma-Kate Potter (2002) Links between climate and sea levels for the past three million years. In: *Nature* 419, 199-206.
- LANG 1994** Gerhard Lang (1994) Quartäre Vegetationsgeschichte Europas – Methoden und Ergebnisse.
- LE ROY-GOURHAN 1988** Arlette Leroi-Gourhan (1988) Dictionaire de la préhistoire.
- LE TENSORER 1987** Jean-Marie Le Tensorer (1987) Das Schweizerische (Alpine) Paläolithikum. In: *Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft Luzern* 29, 193-207.
- LE TENSORER ET AL. 1993** Jean-Marie Le Tensorer (1993 Hg.) SPMI, Paläolithikum und Mesolithikum.
- LE TENSORER 1998** Jean-Marie Le Tensorer (1998) Le Paléolithique en Suisse.
- MARTINSON ET AL. 1987** D.G. Martinson, N.G., Pisias, J.D. Hays, J. Imbrie, T.C. Moore, Jr., and N.J. Shackleton (1987) Age dating and the orbital theory of the Ice Ages: development of a high-resolution 0 - 300,000 year chronostratigraphy. *Quaternary Research* 27, 1-29.
- MÜLLER 1974** H. Müller (1974) Pollenanalytische Untersuchungen und Jahresschichtenzählungen an der eemzeitlichen Kieselgur von Bispingen/Luhe.
- NGRIP MEMBERS 2004** NGRIP Members (2004) High resolution record of Northern Hemisphere climate extending into last interglacial period. In: *Nature* 431, 147-151.
- OESCHGER 1987** Hans Oeschger (1987) Die Ursachen der Eiszeiten und die Möglichkeit der Klimabeeinflussung durch den Menschen. In: *Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft Luzern* 29, 51-76.
- PAILLARD 1998** Didier Paillard (1998) The timing of Pleistocene glaciations from a simple multi-state climate model. In: *Nature* 391, 378-381.
- PETIT ET AL 1999** J. R. Petit, J. Jouzel, D. Raynaud, N. I. Barkov, J.-M. Barnola, I. Basile, M. Bender, J. Chappellaz, M. Davis, G. Delaygue, M. Delmotte, V. M. Kotlyakov, M. Legrand, V. Y. Lipenkov, C. Lorius, L. Pépin, C. Ritz, E. Saltzman & M. Stievenard (1999) Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. In: *Nature* 399, 429-436.
- ROEBROEKS ET AL. 1992** Will Roebroeks, Nicholas J. Conard, and Thijs van Kolfschoten (1992) Dense Forests, Cold Steppes, and the Palaeolithic Settlement of Northern Europe. In: *Current Anthropology* 33, 551-586.
- SCHLÜCHTER / WOHLFARTH 1993** Christian Schlüchter / Barbara Wohlfarth (1993) 2.2. Geologie, in: Le Tensorer et al. 1993.
- SHACKLETON ET AL. 2003** Nicholas J. Shackleton, Maria Fernanda Sánchez-Góñi, Delphine Paillerc and Yves Lancelot (2003) The Eemian Interglacial: A Global Perspective. In: *Global and Planetary Change* 36, 151-155.
- SPEELERS 2000** Barbara Speelers (2000) The relevance of the Eemian for the study of the Palaeolithic occupation of Europe. In: *Geologie en Mijnbouw / Netherlands Journal of Geosciences* 79, 283-291.
- STAHL GRETSCH / DETREY 1999** Laurence-Isaline Stahl Gretschi / Jean Detrey (1999) Le site moustérien d'Alle, Pré Monsieur (Jura, Suisse), *Cahier d'archéologie jurassienne* 9.
- STIRLING ET AL. 1998** C.H. Stirling, T.M. East, K. Lambeck & M.T. McCulloch (1998) Timing and duration of the Last Interglacial: evidence for a restricted interval of widespread coral reef growth. In: *Earth and Planetary Science Letters* 160, 745-762.
- TCHERNOV 1998** Eitan Tchernov (1998) The faunal sequence of the Southwest Asian Middle Paleolithic in relation to hominid dispersal events. In: Takeru Akazawa, Kenichi Aoki and Ofer Bar-Yosef (Eds). *Neandertals and Modern Humans in Western Asia*.
- THIEME 1996** H. Thieme, Altpaläolithische Wurfspieße aus Schöningen, Niedersachsen. Ein Vorbericht.
- TUFFREAU 2002** Contextes et modalités des Occupations Humaines au Paléolithique Moyen. In: N.J. Conard (Ed. 2002) *Settlement Dynamics of the Middle Paleolithic and Middle Stone Age*, 293-314.
- VAN KOLFSCHOTEN ET AL. 2003** Th. van Kolfschoten, P.L. Gibbard, K.-L. Knudsen (2003) The Eemian Interglacial: a Global Perspective. Introduction. In: *Global and Planetary Change* 36, 147-149.
- VAN VLIET-LANOË ET AL. 1992** B. Van Vliet-Lanoë, M. Helluin, J. Pellerin and B. Valadas (1992) Soil Erosion in Western Europe: From the Last Interglacial to the Present. In: M. Bell and J. Boardman (ed.) *In Past and Present Erosion*, 101-114.
- WATANABE ET AL. 2003** O. Watanabe, J. Jouzel, S. Johnsen, F. Parrenin, H. Shoji, N. Yoshida (2003) Homogeneous climate variability across East Antarctica over the past three glacial cycles. In: *Nature* 422, 509-512.
- WEGMÜLLER 1992** Samuel Wegmüller (1992) Vegetationsgeschichtliche und stratigraphische Untersuchungen an Schieferkohlen des nördlichen Alpenvorlandes.
- WELTEN 1982a** Max Welten (1982a) Pollenanalytische Untersuchungen im Jüngeren Quartär des nördlichen Alpenvorlandes der Schweiz.
- WELTEN 1982b** Max Welten (1982b) Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen in den westlichen Schweizer Alpen: Bern-Wallis.
- WELTEN 1988** Max Welten (1988) Neue pollenanalytische Ergebnisse über das Jüngere Quartär des nördlichen Alpenvorlandes der Schweiz (Mittel- und Jungpleistozän).
- WENZEL 1998** Stefan Wenzel (1998) Die Funde aus dem Travertin von Stuttgart-Untertürkheim und die Archäologie der letzten Warmzeit in Mitteleuropa, *Universitätsforschungen zur Prähistorischen Archäologie* 52.
- ZAGWIJN 1996** W.H. Zagwijn (1996) An analysis of Eemian Climate of Western and Central Europe. In: *Quaternary Science Reviews* 15, 451-469.